



Università degli Studi di Padova

DIPARTIMENTO DI FISICA E ASTRONOMIA "GALILEO GALILEI"

Corso di Laurea Triennale in Astronomia

La Natura del Ghiaccio d'Acqua su Europa

Candidato:

Da Re Riccardo

Relatore:

Profss. Monica Lazzarin

Correlatori:

Dott. Gabriele Cremonese

Dott. Alice Lucchetti

Padova, 24 Settembre 2020

Contents

1	Studio dei due fattori più influenti per la superficie di Europa	8
1.1	Interazioni con la magnetosfera di Giove	8
1.2	La temperatura superficiale di Europa	14
2	Introduzione sul ghiaccio d'acqua	16
3	Analisi del ghiaccio d'acqua di campioni creati in laboratorio	19
3.1	Struttura	20
3.2	Condizioni di formazione	22
3.3	Transizioni di Fase	24
3.4	Irraggiamento	26
3.5	Spettroscopia infrarossa	27
4	Indagine sulla cristallinità della superficie di Europa	33
5	Conclusioni	41

INTRODUZIONE

Il ghiaccio d'acqua è la componente principale della superficie di Europa, satellite del pianeta Giove: bisogna indagarne la natura in modo tale da averne una conoscenza e una mappatura il più completo possibile. Europa è particolarmente interessante poiché è caratterizzato da una grande quantità di acqua, sia allo stato solido in superficie, sia allo stato liquido in profondità. Dal momento che, ad ora, non ci sono state missioni di studio diretto della superficie di Europa, gli unici dati che abbiamo a disposizione derivano da osservazioni da remoto, sia grazie a missioni spaziali, sia da osservazioni da terra. Di conseguenza, la parte del satellite Europa più studiata è la sua superficie. In questo elaborato si cercherà di fare una summa dei risultati finora ottenuti dalle ricerche di settore, nel tentativo di dare una panoramica il più possibile esaustiva della natura del ghiaccio d'acqua presente sulla superficie del satellite Europa.

La struttura di questo lavoro si svolge in questo modo:

- Una parte iniziale che cercherà di indagare il corpo celeste preso in esame in questo elaborato, Europa, e in particolare l'ambiente a cui è sottoposta la superficie; in modo tale da comprendere i meccanismi a cui è sottoposto il ghiaccio d'acqua per poterne descrivere al meglio la natura. Quindi, si analizzerà il bombardamento di particelle proveniente dalla magnetosfera di Giove grazie al lavoro condotto da Cassidy et al. (2013) e si disegnerà una panoramica della temperatura superficiale grazie all'articolo di Ashkenazy (2017).
- Si prosegue facendo un'introduzione sul ghiaccio d'acqua per poi esporre i risultati ottenuti dagli esperimenti in laboratorio per quanto concerne il ghiaccio d'acqua nelle sue forme e trasformazioni. Si considera per la maggior parte il lavoro Mastrapa et al. (2013), dove si studiano dei campioni di ghiaccio creati a diversi valori di temperatura e pressione, e attraverso la spettroscopia di trasmissione se ne studia forma, fase e successivi mutamenti.
- Infine grazie ai risultati ottenuti da Berdis et al. (2020) si tenterà di tracciare una mappatura della forma del ghiaccio d'acqua sulla superficie di Europa fornendo una percentuale di cristallinità.

Studiare e mappare la cristallinità del ghiaccio d'acqua e il frazionamento tra amorfo e cristallino può permettere una maggior chiarezza sul bilanciamento tra la cristallizzazione dovuta al rilassamento termico e l'amorfizzazione causata dal bombardamento di particelle. Inoltre avere una conoscenza più dettagliata e completa della superficie di Europa può permettere di investigare l'interno della luna ad ora in gran parte inesplorato.

Chapter 1

Studio dei due fattori più influenti per la superficie di Europa

In questo capitolo si cercherà di tracciare una panoramica dell'ambiente in cui è immersa la superficie di Europa. Si analizzerà il bombardamento magnetosferico di ioni carichi che producono lo sputtering, fenomeno di erosione rilevante siccome può andar a modificare la fase del ghiaccio cristallino in amorfo. Vicerversa, invece, per la temperatura che verrà esposta alla fine di questo capitolo dato che l'aumento della stessa porta al rilassamento termico e alla conseguente formazione di ghiaccio d'acqua cristallino da una precedente forma amorfa.

1.1 Interazioni con la magnetosfera di Giove

La magnetosfera di Giove viene sagomata dall'interazione con il vento solare e il campo magnetico interplanetario creando un campo di influenza attorno al pianeta in cui le forze associate al campo magnetico prevalgono sopra le altre forze magnetiche del vento solare e del plasma interplanetario. Tale interazione tra vento solare e campo magnetico del pianeta crea una cavità riempita da un plasma caldo a bassa densità. La maggior parte di questo plasma viene prodotto dalla luna di Giove Io, il cui toro di plasma collocato tra i 5.2 e i 10 raggi gioviani (il raggio di Giove è pari a 71492 km) contiene svariati milioni di tonnellate di plasma che si diffonde per tutta la magnetosfera gioviana. Trovandosi Europa a circa 670900 km in media da Giove, cioè circa 9,40 raggi gioviani, si trova immersa nella parte interna e più densa della magnetosfera.

Questo plasma, che rende difficile l'ambiente in cui si trovano i satelliti gioviani, è costituito da ioni ed elettroni e la componente ionica è principalmente composta da Ossigeno e Zolfo e Idrogeno in diversi livelli di

ionizzazione. Osservando la superficie di Europa si nota distintamente che l'emisfero posteriore (trailing, da 180° a 360° Ovest di longitudine), il quale è più soggetto al flusso di ioni della magnetosfera, è più scuro ed arrossato rispetto all'emisfero anteriore (leading, da 0° a 180° est di longitudine) (Pospieszalska and Johnson 1989). Questa caratteristica è dovuta ad una maggior quantità di composti dello zolfo prodotti dall'incessante bombardamento del plasma (Hendrix et al. 2011).

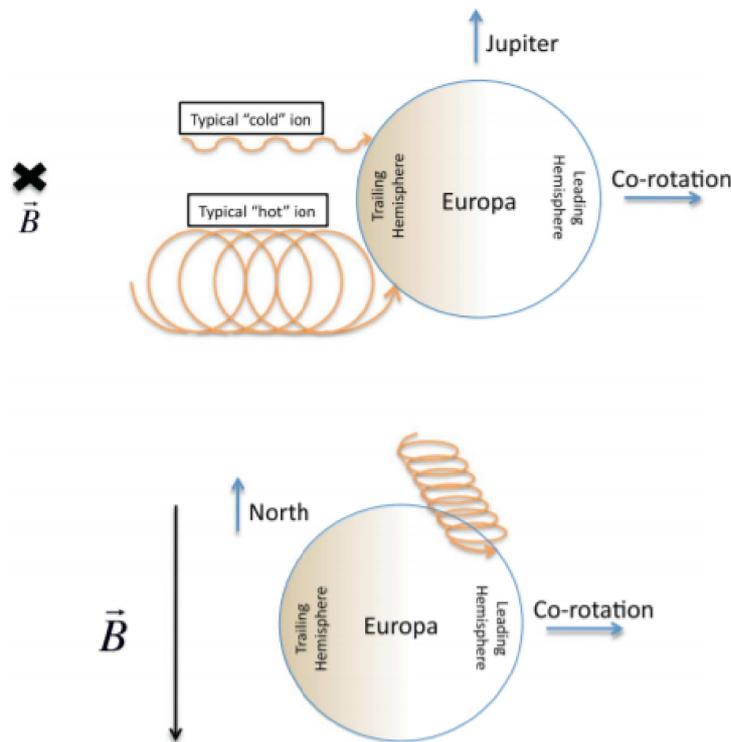


Figure 1.1: *Schema riassuntivo delle due popolazioni di ioni che incidono sulla superficie di Europa*

Nel flusso di plasma sono state identificate due diverse popolazioni, quella “cold” descritta da Kivelson et al. (2009), composta da ossigeno (con densità pari a circa 110 cm^{-3}) e zolfo (circa 20 cm^{-3}), in cui la distribuzione di energia f è pressappoco Maxwelliana con temperatura pari a 100 eV. Inclusa nella popolazione fredda c'è anche una componente minore di idrogeno a circa 20 eV (con densità di circa 2 cm^{-3}) (Paterson et al. 1999). L'altra popolazione molto più energetica descritta da Mauk et al. (2004) e Paranicas et al. (2009) viene definita la popolazione “hot”. La distribuzione di energia f per la popolazione calda è una legge di potenza che si estende tra i 50 KeV ai 50 MeV, con la gran parte del flusso proveniente da ioni con energia minore di 1 MeV. Gli ioni presenti sono gli stessi, ma con una densità minore rispetto

alla popolazione fredda: 0.4 cm^{-3} per $\text{S}^{\text{n}+}$, 0.2 cm^{-3} per $\text{O}^{\text{n}+}$, 0.1 cm^{-3} per H^+ .

Un valore rilevante per investigare la composizione superficiale di Europa è la resa dello sputtering, cioè il numero di molecole espulse per ogni ione incidente, principalmente H_2O , O_2 e H_2 . Tale valore è dipendente da vari fattori: l'energia degli ioni, la massa, la carica nucleare degli stessi, e la temperatura del ghiaccio d'acqua e l'angolo di incidenza. Cassidy et al. (2013) nello studiare il tasso di sputtering ha anche analizzato una regione della superficie d'Europa, vicino all'apice dell'emisfero posteriore, attorno i 270° Ovest. Questa particolare porzione di superficie è stata scelta perché c'è una concentrazione maggiore di ghiaccio d'acqua rispetto alle altre aree circostanti. Quest'area include una porzione di Conamara Chaos, una regione particolarmente frastagliata, caratterizzata da larghe (molti km), inclinate e ruotate lastre di ghiaccio separate da zone non omogenee e collinose di materiale diverso dal ghiaccio puro. In questa zona è stata trovata un'abbondanza del 65% di acido solforico idratato (Cassidy et al. 2013) in accordo con quanto trovato da Dalton (2007) che rilevò un valore del 62%. Inoltre sono state riscontrate moderate quantità di esaidrati, epsomite e solfato di magnesio idratato, riconosciuti come stabili sotto irraggiamento (McCord et al. 2001). Tale risultato era atteso in quanto l'alta abbondanza di acido solforico idratato, la presenza principalmente dei sali idratati più stabili e la taglia grande dei grani di ghiaccio sono tutti consistenti con gli effetti che ci si aspetta da un forte bombardamento magnetosferico (Clark et al. 1983; Carlson et al. 1999; McCord et al. 2001; Dalton 2007; Shirley et al. 2010; Dalton et al. 2012).

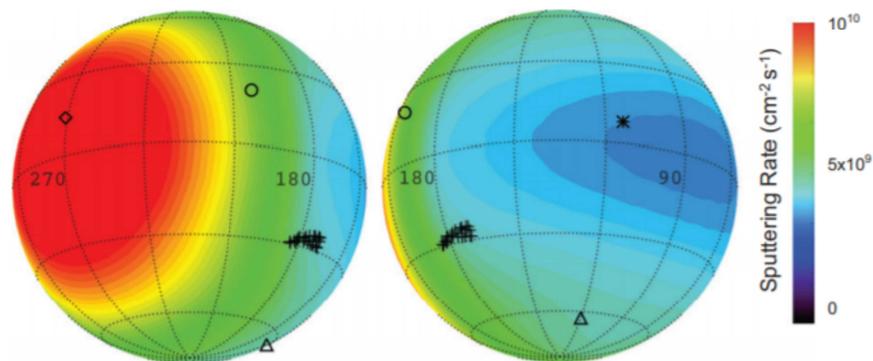


Figure 1.2: *Tasso di sputtering sulla superficie di Europa. Si osservi come l'apice dell'emisfero posteriore sia quello più interessato dall'erosione*

T.A. Cassidy et al. (2013) hanno trovato che c'è un fattore 3 di differenza per lo sputtering rate tra il picco all'apice dell'emisfero anteriore (90°W Longitude) e il picco all'apice dell'emisfero posteriore (270°W Longitude). La componente che influisce maggiormente sullo sputtering è la popolazione di

Popolazioni del flusso di plasma impattante sulla superficie di Europa	Composizione molecolare e densità			Temperatura in eV
Popolazione fredda, cold	O ⁿ⁺ (110 cm ⁻³)	S ⁿ⁺ (20 cm ⁻³)	H ⁺ (2 cm ⁻³)	100 eV (20 eV per H ⁺)
Popolazione calda, hot	O ⁿ⁺ (0.2 cm ⁻³)	S ⁿ⁺ (0.4 cm ⁻³)	H ⁺ (0.1 cm ⁻³)	50 keV - 50 MeV, la maggior parte <1 MeV
	Picco del tasso di sputtering(cm⁻²s⁻¹)			zona di influenza
Popolazione fredda, cold	4 x 10 ⁹ (O ⁿ⁺)	1 x 10 ⁹ (S ⁿ⁺)	1 x 10 ⁹ (S ⁿ⁺)	apice posteriore (attorno i 270° Latitudine Ovest)
Popolazione calda, hot	8 x 10 ⁸ (O ⁿ⁺)	4 x 10 ⁹ (S ⁿ⁺)	2 x 10 ⁷ (H ⁺)	per 10 ⁴ - 10 ⁵ eV dal centro dell'emisfero posteriore si sposta verso i poli; sopra 10 ⁶ eV la diffusione è globale e uniforme su tutta la superficie
Tasso totale di sputtering (cm⁻²s⁻¹)	~7 x 10 ⁹			

Table 1.1: *Composizione del flusso di ioni impattante sulla superficie di Europa, dati presi da Cassidy et al. (2013).*

ioni caldi di zolfo, sebbene l'ossigeno "freddo" cioè a bassa temperatura sia più rilevante all'apice dell'emisfero posteriore dove si nota il picco dello sputtering.

Il valor medio del tasso di sputtering trovato da Cassidy et al. (2013) è pari a $7 \times 10^9 \text{ cm}^{-2}\text{s}^{-1}$, che corrisponde ad una velocità di erosione di 70 m in 10^9 anni. Considerando che circa 1/3 dell'H₂O che subisce lo sputtering ha sufficiente energia per sfuggire all'attrazione gravitazionale di Europa, c'è una perdita di massa generale pari a circa 20 m in 10^9 anni.

Per meglio descrivere la mappatura dello sputtering su Europa, Cassidy et al. (2013) ha elaborato una mappatura a varie energie (da 100 eV a 10^7

eV) del flusso degli ioni di zolfo considerando un singolo livello di energia per volta e una distribuzione dell'angolo di incidenza uniforme.

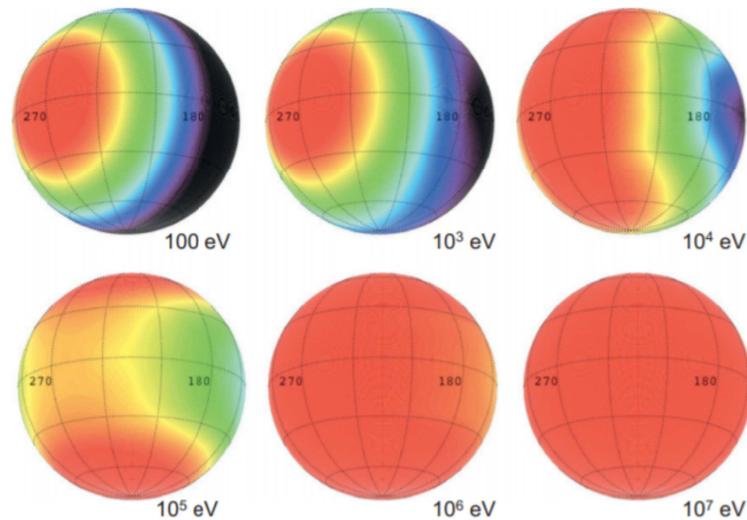


Figure 1.3: *In tali figure si mostra il flusso di ioni di zolfo in funzione dell'aumentare dell'energia degli stessi. Si può notare come a bassa energie, 100 eV, il picco dello sputtering sia l'apice dell'emisfero posteriore e via via aumentando l'energia del flusso degli ioni, la copertura del bombardamento sia uniforme su tutta la superficie*

Ad energie tipiche per una popolazione fredda di ioni di zolfo, 100 eV, il picco del flusso si riscontra all'apice posteriore e ad effetto pupilla va via via diminuendo verso l'emisfero anteriore. Aumentando l'energia degli ioni, il flusso comincia a raggiungere Europa verso i poli Nord e Sud ed infatti i picchi a 10⁵ eV sono proprio i due poli. Aumentando ulteriormente l'energia fino ad arrivare a 10⁷ eV il flusso di particelle ricopre in modo uniforme tutta la superficie di Europa. Gran parte degli ioni di zolfo riscontrati e utilizzati da Cassidy et al. nel loro calcolo sono ad un'energia pari a 10⁵ eV, la cui figura è in contrasto con quella dello sputtering che ha il picco proprio all'apice dell'emisfero posteriore. Ci sono due soluzioni a questa incongruenza: la prima è che la temperatura del corpo esalta lo sputtering vicino all'equatore compensando il vantaggio dei poli di esser la meta maggiore del flusso di ioni. La seconda è che all'apice dell'emisfero posteriore una frazione molto rilevante non è tanto lo ione caldo di zolfo ma la popolazione fredda, di cui principalmente fa parte O⁺ e il motivo verrà chiarito nel paragrafo seguente.

Come gli ioni erodono la superficie facendo espellere molecole di H₂O, allo stesso tempo formano molecole di H₂ e O₂ nella cosiddetta radiolisi. La molecola di idrogeno tende a scappare dal campo gravitazionale di Europa

mentre le molecole di O_2 formano la componente predominante dell'atmosfera tenue di Europa (Johnson et al. 1982; Hall et al. 1998).

Attraverso lo studio di Teolis et al. (2010), che hanno elaborato un modello empirico della produzione di O_2 , Cassidy et al. (2013) hanno calcolato la produzione di H_2 e O_2 su Europa che si aggira al 20% della massa totale di sputtering. Attraverso la stechiometria si è riscontrato che la produzione di molecole di H_2 rispetto a O_2 è il doppio. La zona della superficie di Europa dove è stata riscontrata una maggior erosione dell'ossigeno è nell'emisfero posteriore. Ciò a causa degli ioni pesanti a basse energie ("freddi") come S^{n+} e O^{n+} che bombardano l'emisfero posteriore come illustrato precedentemente. Teolis et al. (2005) hanno osservato come l' O_2 sia prodotto a non più di pochi nm di profondità sulla superficie ghiacciata, ed infatti gli ioni pesanti freddi non penetrano molto nel ghiaccio e depositano gran parte della loro energia vicino alla superficie di incidenza. Al contrario degli ioni ad alte energie ("caldi", $T > 10^5$ eV) che penetrano in profondità e sono responsabili dello sputtering della molecola di H_2O . Inoltre Cassidy et al. (2013) hanno trovato una dipendenza dalla temperatura per O_2 che corrisponde ad un fattore di circa 5 tra il giorno e la notte; dipendenza che non è presente per il tasso di sputtering di H_2O che è indipendente a temperature pertinenti con quelle superficiali di Europa 80-130 K (Famà et al. 2008).

Lo sputtering di O_2 e H_2 è la componente minore della massa totale erosa, circa un 20%, la maggior parte del resto è H_2O . Di queste tre componenti O_2 costituisce e domina l'esosfera di Europa, H_2 scappa velocemente dall'attrazione gravitazionale e H_2O si deposita e ricongela sulla superficie. L'idrogeno che scappa va a formare un toro o "nuvola" attorno l'orbita di Europa, che solo di recente è stato appunto supposto esserne il principale fautore (Smith and Marconi 2006). Mentre per quanto riguarda l'esosfera di Europa, ci sono state varie osservazioni che hanno portato ad una controversia; siccome la maggior parte della produzione di O_2 avviene nell'emisfero posteriore, è possibile che l'atmosfera non sia simmetrica su tutto il satellite? Hansen et al. (2005), osservando le emissioni di O_2 durante il flyby attorno Giove di Cassini, hanno riscontrato che l'emisfero posteriore è più brillante di quello anteriore, e Kilore et al. (1997) tramite occultazioni della ionosfera di Europa hanno riscontrato un'assenza di emissioni vicino all'apice dell'emisfero anteriore. Ma in contrapposizione ci sono le osservazioni di HST studiate da Hall et al. (1998) che non hanno riscontrato un'asimmetria nell'atmosfera ai due emisferi. Infatti una sorgente asimmetrica di O_2 non comporta necessariamente un deficit nell'atmosfera, Cassidy et al. (2007) hanno riscontrato che nel corto tempo di vita dell' O_2 riesce a ricoprire l'intera superficie di Europa.

1.2 La temperatura superficiale di Europa

Uno degli elementi più determinanti della forma del ghiaccio d'acqua è la temperatura e la sua variazione. Per quanto riguarda la superficie del satellite Europa, una stima della temperatura superficiale è stata fatta da Yosef Ashkenazy (2017). Egli ha condotto il calcolo andando a considerare vari fattori come l'obliquità di Europa, l'emissività, l'eclisse rispetto a Giove e il riscaldamento interno di Europa.

La temperatura della superficie di Europa non è omogenea per ogni latitudine, e cambia anche durante il ciclo giornaliero. Infatti, è stato stimato che a basse latitudini il ciclo diurno della temperatura stia nell'intervallo tra 86 e 132 K (Spencer et al., 1999). Questa panoramica è una buona approssimazione fino ad una latitudine pari a 70° . Per quanto riguarda le regioni polari, la stima della temperatura è più complessa, dal momento che non è possibile fare riferimento solamente alla radiazione solare incidente sulla superficie, ma la componente che incide maggiormente sulla temperatura della superficie è il riscaldamento interno del satellite stesso.

Ashkenazy (2017) ha elaborato una mappatura della radiazione solare incidente annuale sulla superficie di Europa (vedi figura 1.4a). Infatti, si può osservare come ai poli la radiazione sia inferiore ai 2 Wm^{-2} , e addirittura, al solstizio, raggiunga un valore pari a 0 Wm^{-2} al polo sud. Utilizzando questi valori della radiazione solare e integrando con un valore di riscaldamento interno costante, pari a 0.05 Wm^{-2} (Tobie et al., 2003; Nimmo et al. 2007), ha elaborato un grafico che descrive la temperatura media annuale di Europa in base alla latitudine (vedi figura 1.4b-d). Dal grafico si può osservare come le regioni polari siano condizionate principalmente dal riscaldamento interno. La temperatura media annuale riscontrata all'equatore è pari a 103 K, ai poli 46 K e a livello globale si ha una media di 96 K. (valore di albedo di Europa: 0.62 ± 0.14 , Buratti e Veverka, 1983). A bassa latitudine la temperatura durante l'anno subisce delle variazioni relativamente piccole in termini di unità di grado, viceversa le regioni polari hanno degli ampi cicli stagionali, e di conseguenza il valore della temperatura nel singolo giorno non approssima il valore della temperatura media annuale (infatti si può vedere che a livello dell'equatore la variazione di temperatura è massimo 3-4 K, a livello dei poli può variare anche di 30 K).

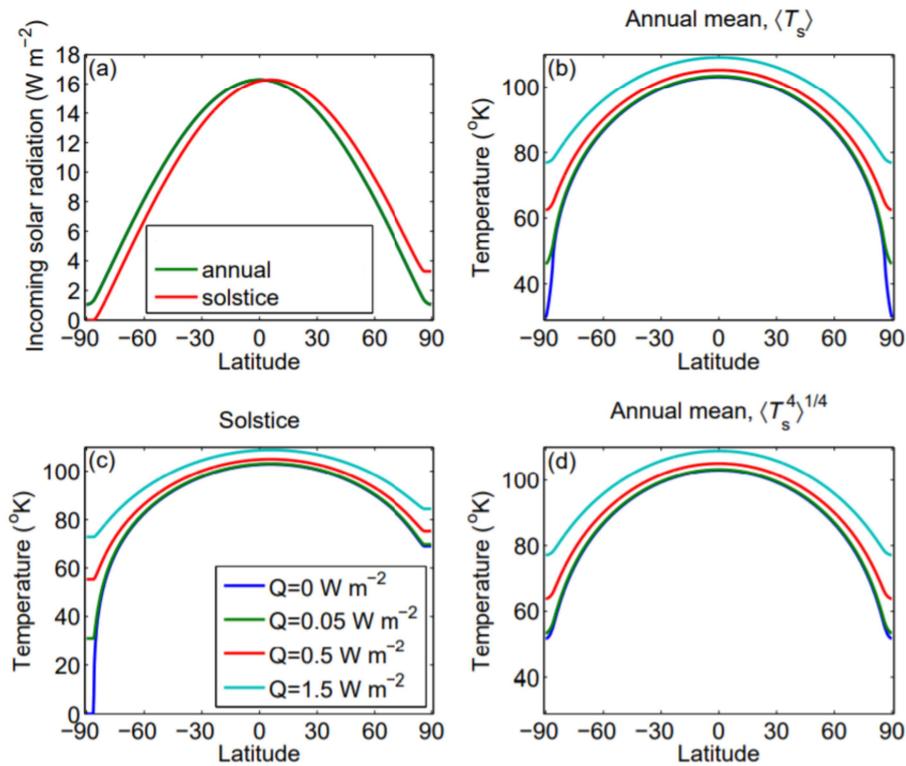


Figure 1.4: *figura (a): radiazione solare incidente sulla superficie di Europa come media annua e al picco del solstizio. Figura (b) e (d): temperatura superficiale di Europa calcolata in due diversi modi usando differenti valori di riscaldamento interno, nella figura (d) il calcolo comprende anche l'irraggiamento medio annuale e si può notare come ciò influisca sulla temperatura dei poli. Figura (c): temperatura della superficie di Europa al solstizio, si nota come l'effetto del riscaldamento interno sia molto predominante per l'inverno polare portando un aumento di temperatura di decine di gradi all'aumentare del valore del riscaldamento interno.*

Chapter 2

Introduzione sul ghiaccio d'acqua

Quando si parla di ghiaccio si pensa direttamente allo stato solido dell'acqua (H_2O) che si trova naturalmente sulla superficie del pianeta Terra. Ma quando si tratta di scienze planetarie con il termine “ghiaccio” si intendono tutti i materiali volatili che sono stati congelati. Perciò se si vuole parlare di H_2O solida bisogna specificare “ghiaccio d'acqua”: infatti sono presenti anche ghiaccio di CO_2 , ghiaccio di SO_2 , ghiaccio di metano, e via dicendo. Di seguito verrà fatta una panoramica del ghiaccio d'acqua per introdurre i concetti principali che verranno trattati successivamente.

Il ghiaccio d'acqua esiste sia nella fase cristallina (esagonale o cubica) sia in quella amorfa alle condizioni standard presenti nel Sistema Solare, ed ognuno dei due casi ha una varietà di sotto-fasi distinte principalmente dalle condizioni iniziali di formazione che possono evolversi grazie ad interazioni con l'ambiente circostante (i.e. Hobbs 1974; Jenniskens et al. 1998; Petrenko and Whitworth 1999). Ad esempio per oggetti piccoli ed geologicamente inattivi del Sistema Solare con una temperatura superficiale maggiore di 75 K, ci si aspetta che il ghiaccio d'acqua sia nella fase cristallina anche se possa esser stato amorfo durante la formazione (Kouchi et al. 1994). L'esistenza di una particolare fase del ghiaccio dipende dalle condizioni in cui si forma, in particolare la temperatura e lo stato iniziale (se è gassoso o liquido), e dalle successive interazioni termiche e d'irraggiamento. Ad esempio se l'acqua si trova allo stato liquido e congela si solidificherà nel ghiaccio d'acqua esagonale mentre la formazione della fase amorfa, cubica e la stessa fase esagonale avvengono solo da uno iniziale stato di vapor d'acqua a differenti temperature. Per evidenziare quanto sia presente il ghiaccio d'acqua in una galassia, è stato osservato che nel mezzo interstellare è comune individuare la forma amorfa del ghiaccio d'acqua, dove è prodotta direttamente dalla condensazione del vapore d'acqua a una temperatura inferiore ai 10 K (Jenniskens et al. 1995). Nel nostro Sistema Solare possiamo individuare il

ghiaccio d'acqua nelle sue due forme (amorfo e cristallino) nella gran parte degli oggetti rocciosi oltre la frost-line che si situa circa attorno alle 3 UA (M. Podolak e S. Zucker, 2004), mentre nel Sistema Solare interno è presente sia nella fascia principale degli asteroidi sia in pianeti come Marte e la Terra. Su quest'ultimo la forma che assume il ghiaccio d'acqua è quasi esclusivamente cristallina (Clark et al. 2013). Il corpo su cui si focalizza questo elaborato è una delle Lune di Giove, Europa, e da come si è iniziato con il primo capitolo, lo scopo è riassumere cosa avviene sulla superficie ghiacciata di tale luna.

Varie reazioni fisiche avvengono sulla superficie di Europa, come rilassamento termico, bombardamento da particelle cariche e attività di criovulcanismo le quali possono alterare la percentuale di ghiaccio d'acqua cristallino rispetto al ghiaccio d'acqua amorfo e portare a delle conversioni sia nell'uno che nell'altro. Facendo un'ipotesi molto plausibile in cui la quasi totalità del ghiaccio d'acqua creatosi durante la formazione di Europa fosse in forma amorfa (Hansen and McCord, 2004) e considerando la tempistica con cui il ghiaccio d'acqua amorfo si trasforma termicamente in cristallino alla temperatura della superficie di Europa (80-130 K), si può dedurre che il ghiaccio d'acqua dovrebbe essere principalmente nella forma cristallina. Infatti analizzando la tempistica di cristallizzazione si può riportare che il ghiaccio amorfo si rilassa e converte in una struttura cristallina ad una velocità dipendente dalla temperatura, dove più è alta la temperatura più è veloce il processo (ad esempio, ghiaccio d'acqua amorfo a T 90 K si dispone in una struttura cristallina dopo 10^5 anni, mentre del ghiaccio amorfo a T 115 K si rilassa nella struttura cristallina dopo pochi anni (Kouchi et al. 1994; Jenniskens et al. 1998; Mastrapa et al. 2013)). Bisogna però considerare che una superficie come quella di Europa caratterizzata da diversi processi che interagiscono con la stessa come l'evaporazione termica, il bombardamento causato da particelle cariche proveniente dal toro di Io e in generale dalla magnetosfera di Giove, il conseguente sputtering sulla superficie e il vapore di ghiaccio d'acqua depositato dai plumes, possono produrre ghiaccio d'acqua amorfo sulla superficie in tempi brevi.

Il fenomeno che si può ritenere più rilevante per la superficie di Europa è il bombardamento di particelle cariche provenienti dal toro di Io, la fonte principale della magnetosfera di Giove, tali ioni possono ad esempio causare perturbazioni e disordini nella struttura cristallina della superficie ghiacciata, producendo così strutture amorfe con una velocità dipendente dal flusso di particelle (Cooper et al. 2001; Baragiola et al. 2003). In aggiunta, un fenomeno secondario che incide localmente sulla superficie è costituito dagli stiramenti mareali che possono creare crateri da cui fuoriescono quantità di materiale congelato, rivestendo regioni specifiche della superficie con ghiaccio d'acqua amorfo. Infatti, la formazione di brina d'acqua su una superficie a temperatura inferiore a 120 K risulterà in una deposizione di ghiaccio amorfo così diminuendo la cristallinità della zona (Kouchi et al. 1994). Tutti questi processi, che si possono distinguere attraverso lo studio degli spettri

nell'infrarosso, non producono sempre la stessa forma di ghiaccio d'acqua: ad esempio un ghiaccio amorfo prodotto dall'alterazione termica causata dalla radiazione incidente a confronto con un ghiaccio amorfo prodotto dal deposito di vapore d'acqua a basse temperature non ha la stessa densità né porosità e di conseguenza si evolve con modalità diverse al variare successivo della temperatura. Europa è affetta dai processi appena descritti, e a causarli è ciò che si trova al di fuori e all'interno della sua superficie. Infatti, è presente a più di 10 km di profondità un oceano di acqua liquida profondo circa 100 km (Carr et al. 1998; Pappalardo et al. 1999; Kivelson et al. 2000) che influenza direttamente la superficie attraverso spostamenti tettonici di placche, plumes e forme di criovulcanismo che comportano caos sulla superficie con fusione o riscaldamento della stessa e successivi depositi di vapore d'acqua. (Greeberg et al. 1998; Pappalardo et al. 1999; Roth et al. 2014). D'altra parte, all'esterno è presente un costante flusso di particelle cariche dovuto al toro di plasma di Io in cui Europa si situa, causando in primis lo sputtering e la disgregazione delle particelle superficiali. Perciò l'età della superficie di Europa dipende da tutti questi fenomeni che direttamente interagiscono e modificano la stessa che viene spesso "resettata e riformata" (i.e. resurfacing). L'età corrente stimata per la superficie di Europa è 10^7 - 10^8 anni (Zahnle et al. 1998; Pappalardo et al. 1999; Bierhaus et al. 2009).

In questo elaborato si andranno ad analizzare risultati ottenuti attraverso la spettroscopia infrarossa sia per quanto riguarda le osservazioni da terra di Europa sia per le ricerche condotte in laboratorio sui campioni di ghiaccio. Infatti, per andar a sondare e rilevare tali fasi del ghiaccio, il metodo principale è attraverso lo studio spettroscopico della luce solare riflessa dalla superficie considerata e/o del calore emesso in radiazione termica infrarossa. I legami chimici di un composto assorbono la luce a determinate lunghezze d'onda e attraverso la spettroscopia si può identificare il composto nel dettaglio. Come primi punti di riferimento di questi studi che verranno trattati in dettaglio nel successivo capitolo, si può riportare che le figure d'assorbimento del ghiaccio d'acqua nel vicino infrarosso, come quelle a 1.5 e 1.65 μm , aumentano in profondità e si spostano a lunghezze d'onda più lunghe con l'aumentare della percentuale di ghiaccio cristallino (Mastrapa et al. 2008). Perciò, dato che in laboratorio sono stati ottenuti gli spettri di campioni di ghiaccio sia puro cristallino sia puro amorfo alle temperature tra i 18 e 270 K (i.e. Mastrapa et al. 2008, 2009), si possono fare confronti diretti con gli spettri osservati indagando il Sistema Solare e, quindi, con quelli di Europa.

Chapter 3

Analisi del ghiaccio d'acqua di campioni creati in laboratorio

Le fasi stabili del ghiaccio d'acqua, le loro condizioni di formazione e i momenti in cui avvengono i cambiamenti di fase sono state identificate da esperimenti di misurazione tramite diffrazione e spettroscopia infrarossa su campioni di ghiaccio d'acqua creati in laboratorio. Tali studi, assieme a misurazioni di radiazione incidente e calorimetriche, sono servite a calcolare i tassi di reazione dei cambiamenti di fase del ghiaccio di H_2O . Le fasi del ghiaccio d'acqua in una superficie ghiacciata hanno valenza per tutti i processi che dominano la stessa superficie, infatti una fase differente può cambiare la stessa chimica all'interno del ghiaccio, andando a variare la sua evoluzione. Perciò lo studio per comprendere com'è il ghiaccio d'acqua ai giorni nostri è molto rilevante e l'unico mezzo per la valutazione in remoto delle fasi del ghiaccio d'acqua sui corpi del Sistema Solare è la spettroscopia infrarossa. Di conseguenza si vanno a studiare in laboratorio gli spettri in condizione di bassa pressione e bassa temperatura così come sono osservabili sulle superfici degli oggetti ghiacciati, adoperando appunto un spettroscopio infrarosso e considerando quelle fasi del ghiaccio che appaiono a bassa temperatura e bassa pressione. Si vedrà nel corso di questo capitolo come la posizione e il profilo degli assorbimenti nell'infrarosso dei campioni di puro ghiaccio sono altamente influenzabili da temperatura e fase.

Nelle condizioni del Sistema Solare la fase stabile del ghiaccio d'acqua è la tipo I, di cui ci sono due vaste categorie con svariate sotto fasi: il ghiaccio amorfo e il ghiaccio cristallino. Il ghiaccio d'acqua amorfo viene chiamato in vari modi: I_a , ghiaccio vitreo, e amorphous solid water (ASW). Generalmente viene indicato con I_a considerandolo come ghiaccio d'acqua amorfo creato da deposito di vapore d'acqua. Le due fasi principali del ghiaccio amorfo sono basate sulla densità: high (I_{ah}) 1.1 g/cm^3 (Narten et al. 1976) e low (I_{al}) 0.94 g/cm^3 (Jenniskens and Blake 1994); tali misurazioni derivano da misure di diffrazione perciò non tengono in considerazione la

porosità. Inoltre è presente una fase che è il rilassamento strutturale di I_{a1} ed è I_{ar} (Jenniskens and Blake 1996), la lettera r fa riferimento a *restrained* [calmo, trattenuto] (Jenniskens and Blake 1994). Giusto per citare ci sono altre due forme di ghiaccio d'acqua amorfo che però vengono prodotte ad alte pressioni e quindi non verranno tenute in considerazione in questo studio. Da una compressione in GPa di I_h (ghiaccio cristallino esagonale) si ottengono: High Density Amorphous (HDA) and Low Density Amorphous (LDA). Sono qui nominate siccome ad ora non ci sono molte misurazione da laboratorio che permettono di distinguere tali stadi ad alta pressione da quelli a bassa pressione e quindi c'è la possibilità che possono essere presenti nei corpi ghiacciati, anche se la loro presenza dovrebbe esserci a condizioni critiche di alta pressione riscontrabili ad elevate profondità e perciò non osservabili dallo studio della superficie.

Per quanto concerne il ghiaccio di H_2O cristallino ci sono due fasi stabili l'esagonale (I_h) e la cubica (I_c) che sopravvivono perfettamente nel range di pressione e temperatura delle superfici del Sistema Solare esterno. La fase esagonale del ghiaccio d'acqua è quella più comune delle due e infatti sulla superficie della Terra è la forma in cui si trova la quasi totalità del ghiaccio. Il termine "esagonale" deriva dalla struttura cristallografica in cui sono disposte le molecole di H_2O . Invece la fase cubica è una versione metastabile di I_h (e.g. Petrenko and Whitworth 1999) e come vedremo in seguito, è il passaggio tra ghiaccio d'acqua amorfo e ghiaccio d'acqua cristallino esagonale. Le due fasi hanno la stessa densità pari a 0.9197 g/cm^3 e la stessa disposizione dei legami di idrogeno.

Una delle misurazioni fatte in proposito alla distinzione tra ghiaccio amorfo formatosi a bassa pressione I_{a1} e l'equivalente ad alta pressione LDA è stata condotta da Kolesnikov et al. nel 1997 utilizzando il neutron-scattering e hanno confermato che LDA formato dalla compressione di I_c o I_h ha una struttura differente da I_{a1} .

3.1 Struttura

La struttura del ghiaccio amorfo d'acqua è costituita da un network disordinato, completamente vincolato e randomico di molecole di H_2O dove il legame tetraedrico è preferito (Jenniskens and Blake 1996). I legami tra le molecole non sono rigidi e non seguono un pattern geometrico fisso, ogni correlazione angolare tra le molecole sparisce se la distanza tra esse supera i 7 \AA (Bergren et al. 1978). Ciò comporta la presenza di pori e imperfezioni nella struttura come appunto è stato osservato su una superficie di I_{a1} , la quale si può descrivere come un network di pori cilindrici verticali distanziati di 6 \AA in media con diametro di 20 \AA (Parent et al. 2002). Quando si vanno a studiare i campioni di ghiaccio attraverso la diffrazione elettronica si ottiene una distribuzione radiale (*rdf*), grazie alla quale si possono individuare

i picchi caratteristici delle varie fasi.

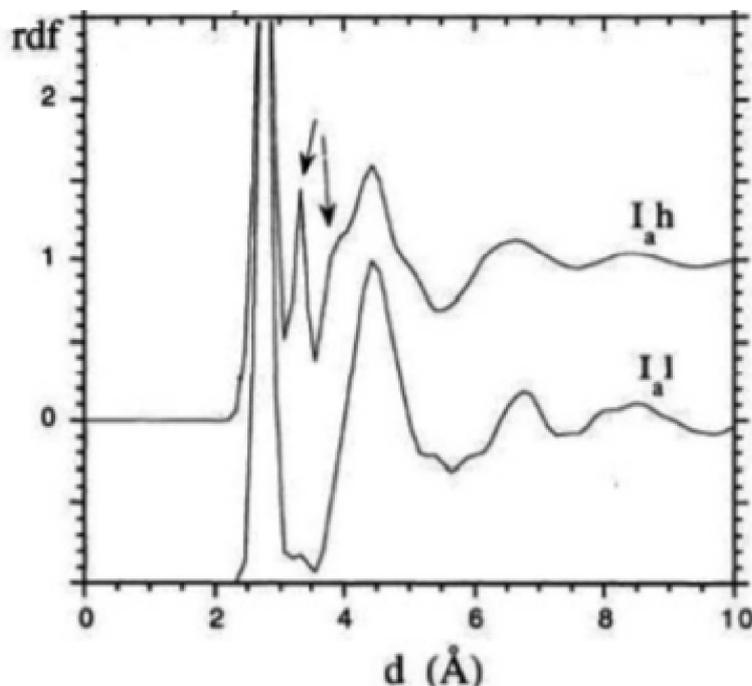


Figure 3.1: *Funzione di distribuzione radiale che mette in evidenza il picco aggiuntivo a 3.25 Å per il ghiaccio amorfo ad alta densità. (Grafico tratto da Jenniskens et al. 1995)*

Sia I_{ah} sia I_{al} hanno picchi vicini a 2.75 Å e 4.25 Å, inoltre I_{ah} ha un picco aggiuntivo a 3.25 Å. Questo picco aggiuntivo denota degli ossigeni interstiziali che rappresentano molecole che si trovano da qualche parte in mezzo a due regioni stabili; da ciò ne consegue che I_{ah} è una forma collassata di I_{al} (Jenniskens et al. 1995). Tale network caratteristico di I_{ah} produce una densità locale di 1.1 g/cm³ (Jenniskens et al. 1995). Qualora si andasse a considerare la porosità, la densità andrebbe a diminuire notevolmente. Ad esempio, per la forma I_{ah} è stato calcolato avere in "densità strutturale" di 1.07 g/cm³ dai pattern di diffrazione (Narten et al. 1976). Comunque, la densità del ghiaccio amorfo misurata usando microbilancia ad interferometria è di 0.82 g/cm³ con una porosità di almeno il 13% (Westley et al. 1998).

Passando al ghiaccio cristallino; la struttura di I_h è stata studiata fin dal primo utilizzo della diffrazione in raggi X. I_h è strutturato in modo tale che segue le "regole del ghiaccio": ci sono due idrogeni adiacenti ad un ossigeno e c'è un idrogeno per legame tra una molecola e l'altra (Bernal and Fowler 1933; Pauling 1935). Ogni molecola di H₂O ha una forma assimilabile ad un tetraedro, dove da una parte c'è l'ossigeno che accetta i legami a idrogeno e dall'altra ci sono gli idrogeni di cui ognuno può formare un legame con

un'altra molecola d'acqua. La struttura dell'acqua nella maggior parte dei casi è disordinata, siccome gli atomi di idrogeno sono liberi di avere diverse orientazioni fin tanto che le regole del ghiaccio sono conservate. L'angolo di H-O-H in una molecola solitaria di H_2O è 104.52° , leggermente meno di 109.47° del sistema tetraedrico, permettendo così un leggero slittamento delle molecole di H_2O dalle loro posizioni medie contribuendo ad un disordine generale della struttura (Petrenko and Whitworth 1999). I_c è disposto in una struttura cubica con lo stesso disordine degli atomi di idrogeno del I_h (Petrenko and Whitworth 1999). La superficie dei campioni cristallini è molto più ordinata rispetto ai campioni amorfi dovuta anche dal fatto che la distanza media tra H_2O - H_2O è più ampia e regolare della maggior parte del ghiaccio d'acqua (Parent et al. 2002).

3.2 Condizioni di formazione

In questo paragrafo si fa una panoramica su come e sotto quali condizioni vengono creati i campioni di ghiaccio amorfo, in modo tale da aver un'idea su cosa si possa trovare sulla superficie dei corpi ghiacciati ad una data temperatura. Il ghiaccio amorfo esiste come high-density (I_{ah}) sotto i 70 K mentre come low-density (I_{al}) tra i 70 e 120 K. Sopra i 120 K, restrained amorphous (I_{ar}) e il cristallino cubico (I_c) coesistono basandosi sulla storia termica e la temperatura del ghiaccio, risultando che ad alte temperatura si ha solo ghiaccio in forma cristallina prima cubica e poi esagonale.

La formazione e la struttura del ghiaccio amorfo dipende molto dalle condizioni durante il suo depositarsi avendo un ampio intervallo di condizioni in cui si possa formare. Campioni di ghiaccio amorfo di H_2O sono stati creati a una temperatura di 10 K con una velocità di deposizione variabile tra i 0.3 ai 4 $\mu\text{m}/\text{h}$ attraverso diretta deposizione di vapore (Hagen et al. 1981), mentre a più alte temperature, si può sempre creare un campione in parte amorfo ma contaminato dal ghiaccio cristallino I_c , depositando a velocità di 1.5 $\mu\text{m}/\text{h}$ a 145 K (Mitlin and Leung 2002). Si possono fissare dei vincoli per la formazione di I_{ah} tramite deposito di H_2O allo stato di vapore: I_{ah} si forma da una temperatura di 15 K fino a una temperatura di 38 K ad una velocità minore di 100 $\mu\text{m}/\text{h}$ (Jenniskens et al. 1995). Se si aumenta la velocità di deposizione, i campioni prodotti hanno un pattern di diffrazione simile al I_{al} (Jenniskens et al. 1995). C'è inoltre un minimo di velocità di 1 $\mu\text{m}/\text{h}$ per la deposizione dove i campioni sono anche I_{al} , probabilmente perché le molecole di H_2O hanno tempo sufficiente per riallinearsi prima che il successivo strato si depositi. Si può dedurre che questa forma ad alta densità del ghiaccio d'acqua amorfo ha delle condizioni ristrette per crearsi e mantenersi, infatti misurazioni dirette di neutron-scattering su campioni di ghiaccio d'acqua da deposito di vapore fino a 0.15 mm di spessore ha fallito nel individuare I_{ah} e l'interpretazione è stata che forse I_{ah} sia un

effetto superficiale o al massimo non visibile su campioni sottili (Kolesnikov et al. 1997). Per quanto riguarda la porosità, si è riscontrato che se si creano dei campioni di ghiaccio mediante il deposito di vapore d'acqua al fine di ottenere ghiaccio amorfo, ad una temperatura inferiore a 120 K c'è la presenza di micropori che a temperature superiori sono assenti (Parent et al. 2002).

Alcuni recenti esperimenti hanno dimostrato delle differenze strutturali tra la superficie e la massa interna dei campioni di ghiaccio d'acqua prodotti: le strutture superficiali sono importanti per processi fisici come assorbimento, spallazione e sublimazione. Ci sono diverse difficoltà nell'interpretare le fasi del ghiaccio dalle misurazioni strutturali (Soper 2008) soprattutto per il materiale amorfo. La temperatura specifica di transizione di ghiaccio di H₂O amorfo a cristallino dipende dalla modalità di deposizione, dalla velocità di deposito e dalla presenza di impurità (Hagen and Tielens 1981). La velocità di riscaldamento e il tempo tra il deposito e la comparsa di una cristallizzazione cubica hanno un effetto rilevante sulla temperatura alla quale il cambiamento di fase avviene (Jenniskens and Blake 1994). In laboratorio le velocità di riscaldamento medie variano tra 1 a 10 K/min e la maggior parte degli esperimenti sono condotti a 1-2 K/min.

Per una temperatura inferiore ai 120 K e maggiore di 70 K in generale, ma anche inferiore a seconda della velocità di deposizione come prima citato, il ghiaccio d'acqua amorfo è nella fase a bassa densità (I_{a1}), fase che si può definire la più standard quanto si parla di ghiaccio d'acqua amorfo, soprattutto per il fatto che l'intervallo di temperatura in cui si crea è, come verrà esposto in seguito, l'intervallo di temperature a cui si trova la superficie di Europa. Aumentando ancora la temperatura avviene la transizione per una fase che si può definire vetrosa, la quale precede la cristallizzazione di un materiale amorfo e rappresenta la temperatura a cui le molecole iniziano a muoversi. Dopo aver riscaldato I_{a1} , l'inizio del rilassamento strutturale avviene tra 120 e 142 K, dipendendo dalla velocità di riscaldamento e da quando è avvenuto il deposito (Jenniskens and Blake 1996). Misurazioni di ion scattering a bassa energia (LES) hanno mostrato cambiamenti nel primo momento di ghiaccio amorfo d'acqua durante la transizione vetrosa. La riorganizzazione della superficie permette il collasso dei pori e una riduzione in numero dei legami disponibili dell'OH (Cyriac and Pradeep 2008). Jenniskens and Blake (1996) hanno interpretato la transizione vetrosa come una trasformazione in una nuova fase, *restrained* (I_{ar}); dove l'aumentare della temperatura permette il rilassamento della struttura e rimuove angoli di legame forzati. Quando avviene il rilassamento della struttura delle molecole d'acqua sopra i 120 K, si inizia a formare anche il ghiaccio cristallino cubico I_c che coesiste e poi prende il sopravvento rispetto al I_{ar} . L'energia di attivazione di I_c preclude che la sua formazione sia avvenuta sotto i 40 K (Jenniskens et al. 1995), e la più alta temperatura per il deposito di I_c senza contaminazione di I_h , che è normale a più alte temperature, è pari a 190K (Kohl et al. 2000).

Ghiaccio d'acqua amorfo	Intervallo di esistenza per la temperatura	Densità(g/cm³)
I _{ah}	<10-80 K	1.1 g/cm ³
I _{al}	38-160 K	0.94 g/cm ³
I _{ar}	120-188 K	d.n.p.
Ghiaccio d'acqua cristallino		
I _c	120-200 K	0.9197 g/cm ³
I _h	>188 K	0.9197 g/cm ³

Table 3.1: *Intervalli di esistenza del ghiaccio e relative densità. (d.n.p.= dato non pervenuto)*

3.3 Transizioni di Fase

Dopo aver individuato le temperatura di formazione delle varie fasi del ghiaccio d'acqua, si analizzano le transizioni tra fase e fase, le quali avvengono a seconda dei cambiamenti in temperatura o pressione, l'analisi dei risultati di laboratorio per le specifiche fasi comporta una conoscenza utile da applicare poi sulla superficie dell'oggetto interessato per conoscerne e comprenderne la storia, in questo caso Europa.

Transizione Amorfo-Amorfo

La conversione I_{ah} - I_{al} avviene gradualmente tra le temperature 38 e 80 K (Jenniskens and Blake 1994). Tale transizione richiede la rottura di un legame di idrogeno per alleviare la tensione e permettere di riassetarsi in I_{al}. Tale transizione è irreversibile, infatti pur raffreddandolo, ora il campione di ghiaccio I_{al} rimarrà tale come dimostrato osservando lo spostamento nel picco di transizione dalla figura di diffrazione elettronica (Jenniskens et al. 1995). La transizione da I_{al} a I_{ar} può avvenire tra 122 e 136 K a seconda della storia termica del campione analizzato (Jenniskens and Blake 1994). La formazione di I_{ar} precede la cristallizzazione in I_c, dove si possono distinguere nitidamente i cambiamenti nella figura di diffrazione prima che il campione cristallizzi. I_c e I_{ar} coesistono in una miscela alla temperatura di 188 K e coesistono fino a 16 h a 178 K (Jenniskens and Blake 1994). L'entalpia di attivazione per la transizione in I_{ar} è $\Delta H = 25 \pm 5$ kJ/mol (Jenniskens and Blake 1994).

Transizione Amorfo-Cristallino

La transizione da I_{al} a I_c avviene nell'intervallo tra 142 e 160 K. A questo stadio solo nel 30% del ghiaccio si formano piccoli cristalli (Jenniskens et al.

1998). La partenza della transizione e la velocità di conversione dipendono dalla temperatura di quando è avvenuto il deposito del vapore e dalla velocità di riscaldamento. Ad esempio per un campione di ghiaccio depositato a 14 K e riscaldato a 1-3 K/min, il picco dell' I_c appare a 145-160 K. L'intensità del picco aumenta fino a 160-170 K. Mentre un ghiaccio depositato a 86 K e riscaldato a 10 K/min inizia la cristallizzazione a 142 K (Jenniskens and Blake 1996). La frazione di materiale cristallizzato può esser espressa dall'equazione di Avrami:

$$x(T) = 1 - \exp(-k(T)t^n) \quad (3.1)$$

Dove x è la frazione di cristalli, T è la temperatura in K, t è il tempo in s, $k(T)$ è la velocità di riscaldamento costante, e n è dipendente dalla geometria delle particelle. La cristallizzazione avviene in due zone una dove la velocità di crescita dei cristalli è elevata ($n=2$) e una dove è lenta ($n=0.8$) probabilmente a causa di regioni con concentrazione diversa di I_{a1} (Jenniskens and Blake 1996). La seguente equazione invece calcola il tempo scala per la cristallizzazione:

$$\Delta t(s) = \nu_0 \exp\left(\frac{\Delta H_a}{RT}\right) \quad (3.2)$$

Dove ν_0 è la frequenza di vibrazione della molecola (3.3×10^{15} s). ΔH è l'entalpia, R è la costante dei gas, e T la temperatura in K. L'equazione per il calcolo del tempo scala (eq. 3.2) implica che I_{ah} può resistere a meno di 19 K per 45×10^9 anni e a meno di 22 K per 10^5 anni (Jenniskens et al. 1995). I_{a1} può resistere a temperature minori di 90 K, tali temperature basse permettono una riorganizzazione molto lenta della struttura molecolare e di conseguenza la creazione di ghiaccio a bassa densità con inoltre una rimozione dei micropori (Jenniskens and Blake 1996). Mastrapa (et al. 2013) ha calcolato che alla temperatura di 100 K il ghiaccio amorfo si converte in cristallino in 10^4 anni. Comunque, per i tempi scala del Sistema Solare, il ghiaccio amorfo sarà stabile solo sulle superfici che sono state sempre a una temperatura inferiore ai 100 K. Analizzando la nucleazione, cioè l'aumento del numero di cristalli dentro la massa di ghiaccio, Mastrapa ha trovato che l'energia di attivazione della nucleazione è di 168 kJ/mol mentre l'energia per attivare l'iniziale crescita dei cristalli è di 47 kJ/mol (Safarik and Mullins 2004). Si suppone che la nucleazione avvenga all'interno della massa (bulk) del materiale (Kondo et al. 2007).

Transizione Cristallino-Cristallino

Il cambiamento di fase da cubico ad esagonale avviene tra 160 e 200 K in due momenti differenti con le rispettive energie d'attivazione pari a 21.3 e 44.7 kJ/mole (Sugisaki et al. 1969). Sia I_c che I_{ar} si convertono in I_h ed è stato osservato facendo riscaldare i campioni da 180 K a 255 K (Jenniskens and Blake 1994, Kolensnikov et al. 1997). Inoltre è stato condotto uno

studio per scoprire a quale temperatura il ghiaccio sublimi, e infatti sotto condizioni di ultra-high vacuum dove la pressione è minore di 10^{-5} mbar e sotto la continua rimozione dei residui gassosi, simile ai corpi senza atmosfera del Sistema Solare esterno, la sublimazione del ghiaccio inizia attorno i 155 K e avviene abbondantemente sopra i 170 K (Gudipati and Allamandola 2006). Ghiacci sopra i 155 K possono essere mantenuti intatti solamente a pressione relativamente alte (come si ha su Marte e sulla Terra), dove avvengono scambi significativi di materiale tra le molecole gassose circostanti e la superficie ghiacciata. La velocità di sublimazione del ghiaccio amorfo è di due ordini di grandezza maggiore rispetto al ghiaccio cristallino ed è fortemente dipendente dalle condizioni di formazione (Sack and Baragiola 1993).

3.4 Irraggiamento

L'altra componente predominante che va ad influenzare le fasi e la struttura del ghiaccio d'acqua è l'irraggiamento. Quando la radiazione incidente trasmette un quantitativo di energia alle molecole dell'acqua maggiore della loro energia di dissociazione, le molecole di H_2O si scompongono in OH e H. Gli atomi di H si possono diffondere all'interno del campione per ricomporsi con molecole di OH o altri H (Baragiola 2003). Tale processo inoltre distrugge la struttura cristallina del campione di ghiaccio d'acqua cristallino, rendendola amorfa. Le prime evidenze di tale cambiamento nei campioni di ghiaccio sono state riscontrate con la semplice osservazione a occhio nudo vedendo che i campioni dopo un'esposizione alla radiazione erano più soggetti allo scattering che trasparenti (Brown et al. 1978). Gli studi successivi condotti da diversi laboratori con diverse sorgenti di ioni hanno portato a differenti risultati: ad esempio un'irradiazione di protoni a 100 keV può rendere amorfo un campione a 120 K e diversi altri esperimenti sono stati condotti a diverse lunghezze d'onda, sia in tutto lo spettro infrarosso che nell'ultravioletto. Un risultato dettagliato si è ottenuto con l'irraggiamento con un fascio di elettroni di un campione di I_{ah} e I_{al} , il primo mantiene la sua struttura mentre il secondo si converte nella fase a più alta densità (I_{ah}) (Jenniskens et al. 1995). L'irraggiamento elettronico può rendere amorfo un campione stando ad una temperatura inferiore a 60 K, mentre per temperature superiori o vicine ai 70 K si riscontrano delle difficoltà. Infatti la quantità di radiazione necessaria per amorfizzare un campione a 60 K è di un ordine di grandezza maggiore di quanto ne serve a 8 K (Lepault et al. 1983; Heide 1984). Si sono riscontrati alcuni casi a solo basse temperature (13 K) che l'irraggiamento trasformi il ghiaccio amorfo in cristallino (More and Hudson 1992). Anche se la conversione al ghiaccio cristallino è coincisa con esplosioni/espulsioni di gas in predominanza H_2 . Ed infatti dopo un continuo irraggiamento si è riscontrato che il ghiaccio rimane amorfo e che

la conversione a cristallino a così basse temperature è solo dovuta a questi rilasci di gas da parte del campione di ghiaccio. Tutto ciò ci fa notare che ci sono ancora delle imprecisioni nei meccanismi termici di cambio di fase nel ghiaccio d'acqua permettendo quindi di affermare che: il ghiaccio amorfo si converte in cristallino in un largo intervallo tra i 120 e 150 K dipendente dalle modalità di formazione del campione e viceversa il passaggio da cristallino ad amorfo avviene tra un minimo di 40 K fino a circa i 90 K.

Per quanto concerne gli effetti legati alla chimica della superficie composta da ghiaccio d'acqua, il comportamento tra ghiaccio amorfo e cristallino è differente, probabilmente dovuto dal fatto che nel ghiaccio amorfo sia presente un numero ben maggiore di legami di idrogeno liberi e disponibili (Schaff and Roberts 1996). Ma anche tra il ghiaccio amorfo ci sono delle differenze, infatti I_{ah} è molto meno efficiente nell'intrappolare altri materiali, molto probabilmente a causa della perdita di legami $-OH$ nella transizione amorfo-cristallino e nella sua maggior densità (Cyriac and Pradeep 2008). Siccome la flessibilità e la rilassatezza delle strutture di queste due fasi determinano come e in che modo avviene efficientemente la fotochimica, è conseguente che si sia riscontrato che transizioni protoniche di ordine-disordine avvengono attorno i 70 K e non a temperature inferiori dove ci si aspetta che la rigidità del reticolo del ghiaccio aumenti con il diminuire della temperatura. Infatti si attende una bassa attività fotochimica su oggetti distanti come i KBOs e nella nube di Oort dove il ghiaccio dovrebbe trovarsi nella sola fase amorfa (Mastrapa et al. 2008).

3.5 Spettroscopia infrarossa

Negli spettri delle superfici ghiacciate si nota come il ghiaccio d'acqua è facilmente riconoscibile dai suoi larghi assorbimenti nell'infrarosso. Nel range tra 1 e 5 μm gli assorbimenti sono causati dalle vibrazioni delle molecole di H_2O , e cambiamenti nelle forme degli assorbimenti appaiono correlati alla corretta temperatura dei cambiamenti di fase. Nell'intervallo sopra indicato solo una riga d'assorbimento del ghiaccio d'acqua è una vibrazione fondamentale: quella vicino ai 3 μm . Le altre sono alterazioni e combinazioni di figure d'assorbimento di bande a maggior lunghezza d'onda e notevolmente più deboli, infatti, vengono definite *combination bands*. Le principali tra queste bande d'assorbimento nel vicino infrarosso sono a 1.3, 1.5, 1.56, 1.65, e 2 μm . A causa dell'ampiezza delle bande e dal fatto che la posizione è dipendente da temperatura e fase del ghiaccio, ci si riferisce ad esse con una lunghezza d'onda media, nominandole con la banda di riferimento che tendenzialmente è di riferimento per il ghiaccio cristallino. (Vedi tabella 3.2)

Ad esempio facendo riferimento alla banda di assorbimento a 1.65 μm ,

Cristallino (μm)	Amorfo (μm)	nome della transizione
0.80		$3\nu_1 + \nu_3$
0.90		$2\nu_1 + \nu_2 + \nu_3$
1.05		$2\nu_1 + \nu_3$, 1 μm band
1.11		1.1 μm band
1.27		1.25 μm band
1.30	1.25	1.3 μm band
1.50	1.49	$\nu_1 + \nu_3$, 1.5 μm band
1.56	1.54	
1.65	1.64	
2.02	2.00	$\nu_2 + \nu_3$, 2 μm band
2.96	2.97	ν_3 LO, ν_1 out of phase, 3 μm band
3.11	3.07	ν_3 TO, 3 μm band
3.17	3.13	ν_1 in phase, 3 μm band
4.43	4.50	$\nu_2 + \nu_R$, 4.5 μm band

Table 3.2: *La tabella racchiude le righe utilizzate per studiare le due diverse forme del ghiaccio d'acqua e si può notare come le righe del ghiaccio amorfo siano principalmente a lunghezze d'onda minori. ν_1, ν_2 e ν_3 sono le vibrazioni fondamentali della molecola d'acqua tutte e tre attive nell'infrarosso, nella singola molecola: ν_1 è lo stiramento simmetrico di OH che avviene a 2.738 μm , ν_2 è il flesso di H-O-H che avviene a 6.270 μm , e ν_3 è lo stiramento asimmetrico di OH che emette a 2.663 μm (Clark et al. 1981)*

nel ghiaccio cristallino si colloca a $1.65 \mu\text{m}$ ad una temperatura di 150 K (che è il valore di riferimento), mentre slitta a $1.66 \mu\text{m}$ ad una temperatura di 20 K. Nel ghiaccio amorfo invece la banda si trova a $1.64 \mu\text{m}$.

Analizzando spettroscopicamente il ghiaccio d'acqua amorfo si possono fare le seguenti considerazioni. Nel vicino infrarosso, la forma delle bande spettrali del ghiaccio amorfo è consistente per un ghiaccio d'acqua avente temperature inferiori ai 70 K. Campioni che sono stati depositati sotto i 70 K e non sono mai stati riscaldati sopra tale temperatura mostrano assorbimenti che sono slittati a lunghezze d'onda più corte e più deboli delle stesse di campioni depositati a $T > 70 \text{ K}$ (Mastrapa et al. 2008). Per $T < 70 \text{ K}$, le bande di 1.5 e $2 \mu\text{m}$ sono più forti e significativamente spostate a lunghezze d'onda più lunghe. Gli spettri dei campioni invece depositati e poi riscaldati sopra i 70 K si spostano per assomigliare alle fasi di più alta temperatura. Ad esempio, se il campione raggiunge una temperatura di 100 K e poi viene raffreddato per tornare a 70 K, le bande rimangono nelle posizioni di una fase a più alta temperatura, in questo caso 100 K, implicando che la transizione di fase nel ghiaccio amorfo è irreversibile (Mastrapa et al. 2008). Tali spettri possono rappresentare la transizione tra $I_{\text{a}h}$ a bassa temperatura e $I_{\text{a}l}$ ad alta temperatura. Le bande spettrali del ghiaccio amorfo non mostrano altri cambiamenti per variazioni di temperatura. Comunque, la forma della banda a $3 \mu\text{m}$ è fortemente dipendente dalla temperatura di deposizione (Mukai and Kratschmer 1986; Hudgins et al. 1993): più alte sono le temperature più si sposta a lunghezze d'onda maggiori e si allarga (Mastrapa et al. 2009).

Come si può evincere le bande infrarosse del ghiaccio cristallino sono molto dipendenti dalla temperatura; con l'aumentare della stessa, si spostano a lunghezze d'onda più corte e diminuiscono nell'assorbimento. Fink e Larson (1975) hanno descritto una forte correlazione inversa tra l'intensità della riga a $1.65 \mu\text{m}$ e la temperatura.

Confrontando gli spettri infrarossi del ghiaccio d'acqua amorfo e di quello cristallino si nota che sono facilmente distinguibili, se ne può vedere degli esempi sia analizzando la precedente tabella (3.2) sia nel grafico sopra riportato, estratto da Clark et al. (2013)(figura 3.2). Nella fase cristallina le bande infrarosse sono più profonde, più definite e spostate verso lunghezze d'onda maggiori rispetto a quelle della fase amorfa (Schmitt et al. 1998). Whalley (1977) attribuisce l'allargamento delle figure vicino a $3 \mu\text{m}$ del ghiaccio amorfo a una distorsione variabile dei legami di idrogeno, i quali causano variazioni nelle frequenze di oscillazione di OH (l'allargamento è visibile nella successiva fig. 3.3). Schmitt et al. (1998) ha descritto come cambiano le bande nell'infrarosso tra ghiaccio amorfo e cristallino, evidenziando che le bande a 1.5 e $2 \mu\text{m}$ si spostano a lunghezze d'onda più corte per lo spettro del ghiaccio amorfo di 0.1 e $0.2 \mu\text{m}$ rispettivamente. Inoltre gli assorbimenti a 1.57 e $1.65 \mu\text{m}$, sebbene debolmente presenti nello spettro del ghiaccio amorfo, sono molto più intensi per quello cristallino. Gli slittamenti riscontrati nelle posizioni e nei cambiamenti delle aree delle bande tra le due fasi

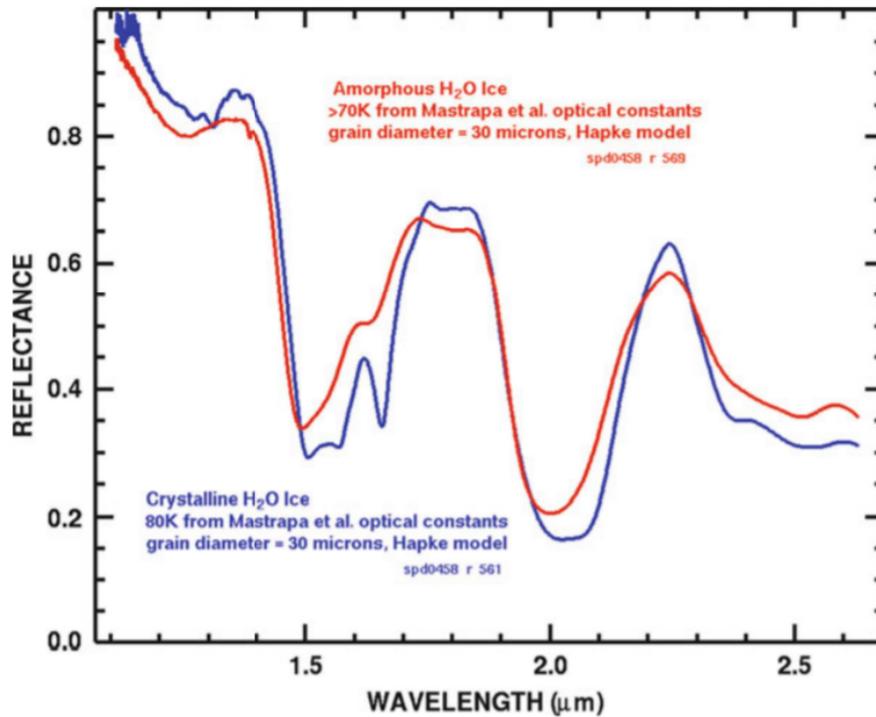


Figure 3.2: *Confronto tra il ghiaccio amorfo a $T > 70K$ e il ghiaccio cristallino a $T = 80 K$, dove si possono notare le due figure a 1.56 e $1.65 \mu m$ presenti nel ghiaccio d'acqua cristallino mentre molto più deboli in quello amorfo*

del ghiaccio avvengono in funzione di variazioni del campo elettrico basate sulla configurazione strutturale e atomica del ghiaccio.

Per sintetizzare le differenze nelle bande in infrarosso tra le due fasi del ghiaccio d'acqua amorfo e cristallino, si trova che:

- Per il ghiaccio amorfo le bande a 2.0 e $1.5 \mu m$ si spostano verso lunghezze d'onda più corte, le bande a 1.65 , 1.56 e $1.31 \mu m$ perdono di intensità. Esiste un'eccezione per la banda a $2.0 \mu m$, che risulta più intensa se il ghiaccio amorfo è a più alte temperature rispetto al ghiaccio cristallino (Mastrapa et al. 2008).
- La riga a $3 \mu m$ per il ghiaccio cristallino è spostata verso lunghezze d'onda più lunghe ed è più intensa (Mastrapa et al. 2009). La figura di tale banda si mostra come una componente centrale e due spalle nel campione cristallino, mentre in quello amorfo si mostra una singola figura allargata (vedi figura 3.3).

Nell'osservazione del Sistema Solare per lo studio della presenza di H_2O nelle sue varie forme la banda a $1.65 \mu m$ è la più utilizzata per valutare la

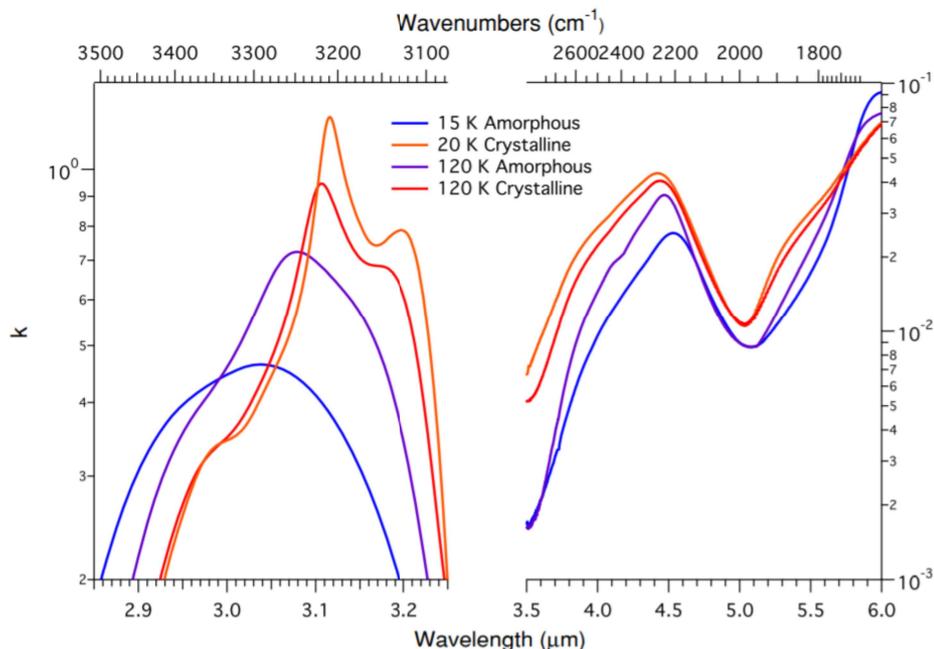


Figure 3.3: *Spettri del ghiaccio amorfo e cristallino riferite alla costante ottica k nell'intervallo tra 2.85-3.25 e 3.5-6.0 micron*

fase e la temperatura. Tale figura è presente negli spettri di quasi tutti i corpi del Sistema Solare esterno contenenti ghiaccio per i quali sono stati ottenuti spettri di buona qualità. Ciò indica che il ghiaccio della superficie è freddo e parzialmente cristallino alla profondità millimetrica data dalla spettroscopia di riflettanza a quelle lunghezze d'onda. Clark (1981) fece notare che la struttura del ghiaccio influenza la forma e la profondità delle righe d'assorbimento e può limitare l'uso della banda a $1.65 \mu\text{m}$ per la termometria. Sono stati studiati degli espedienti ma sono anche sorti altre complicazioni, in particolare, il ghiaccio amorfo è spettroscopicamente simile al ghiaccio cristallino a più elevate temperature nell'aver una banda a $1.65 \mu\text{m}$ schiacciata, perciò una miscela di ghiaccio parzialmente amorfo e parzialmente cristallino potrebbe assomigliare a ghiaccio cristallino ad alte temperature. Malgrado tale incertezza, le temperature calcolate derivanti dallo spettro della riga a $1.65 \mu\text{m}$ per i satelliti gioviani, saturniani e di Urano sono consistenti con i modelli, suggerendo perciò che se il ghiaccio amorfo è presente a profondità millimetriche, non può esser così abbondante da produrre grandi anomalie nella temperatura apparente del ghiaccio.

Le temperature dei satelliti sopracitati sono alte abbastanza (80-130 K, verrà analizzata in seguito la temperatura superficiale di Europa, per ora questa è una valida approssimazione) per cristallizzare termicamente il ghiaccio amorfo in un breve lasso di tempo. Tralasciando momentaneamente

Bande d'assorbimento rilevanti	1.5 μm	1.56 μm	1.65 μm	2.4 μm	2.0 μm	3 μm
Ghiaccio d'acqua amorfo	meno intensa e a minori λ rispetto al ghiaccio cristallino	molto debole	debole	singola banda larga	meno intensa e a minori λ (basse T), paragonabile al ghiaccio cristallino (alte T)	meno forte e un'unica banda allargata
Ghiaccio d'acqua cristallino	centrata e visibile	più visibile rispetto al ghiaccio amorfo	molto più forte	struttura a doppia banda	centrata e visibile	intensa e con struttura a due spalle

Table 3.3: *Bande d'assorbimento per il ghiaccio d'acqua nell'intervallo dello spettro rilevante per l'indagine astronomica.*

forme di radiazione energetica forte a sufficienza da distruggere la struttura cristallina, si può osservare che a una profondità di alcuni mm c'è una predominanza di ghiaccio cristallino. Ciò non comporta che il ghiaccio amorfo non sia presente o si trovi a diverse profondità. Zone meno profonde vengono campionate con la luce riflessa a 3.1 μm . A tali lunghezze d'onda il ghiaccio assorbe centinaia di volte in più rispetto a 1.65 μm . Hansen e McCord (2004) hanno usato tale banda per mostrare che a profondità più superficiali il ghiaccio amorfo esiste sulla superficie dei satelliti gioviani, pur essendoci una temperatura elevata. Hanno riscontrato un'abbondanza predominante di ghiaccio amorfo su Europa, una miscela amorfo-cristallino su Ganimede e una predominanza di ghiaccio cristallino su Callisto. Tale distribuzione traccia un bilanciamento tra il bombardamento ionico della magnetosfera di Giove, con prima fonte il toro di Io, e la ricristallizzazione termica.

Chapter 4

Indagine sulla cristallinità della superficie di Europa

In questo capitolo, si analizzerà uno studio che ha portato ad ottenere una panoramica anche se parziale della natura del ghiaccio d'acqua sulla superficie di Europa. Il lavoro che è stato svolto, cioè studiare e mappare la cristallinità del ghiaccio d'acqua e il frazionamento tra amorfo e cristallino, è finalizzato per permettere una maggior chiarezza sul bilanciamento tra la cristallizzazione dovuta al rilassamento termico e l'amorfizzazione causata dal bombardamento di particelle; e di conseguenza avere una comprensione dei meccanismi che coinvolgono la superficie così da avere una completezza nei dati che permetta uno studio futuro di ciò che ad ora è ignoto.

Ci sono stati altri tentativi in passato per indagare la cristallinità della superficie di Europa, cioè la percentuale di ghiaccio cristallino rispetto al ghiaccio amorfo sulla massa complessiva di ghiaccio d'acqua. Hansen e McCord (2004) e Lieger et al. (2016) hanno cercato di calcolare delle frazioni approssimate per il ghiaccio amorfo e per quello cristallino sulla superficie di Europa. Hansen e McCord (2004) hanno proposto che alla profondità di ~ 1 mm (profondità studiata da osservazioni nel vicino infrarosso) e più profondo, il ghiaccio d'acqua sia per la maggior parte cristallino, mentre vicino alla superficie a profondità minori di ~ 1 mm, sia amorfo. Lieger et al. (2016) hanno trovato che il ghiaccio d'acqua cristallino costituisce in media il 40-55% di tutto il materiale dell'emisfero anteriore di Europa (compreso quello che non è ghiaccio d'acqua), mentre globalmente hanno trovato un rapporto amorfo/cristallino di 0.57 indicando una cristallinità del 64% generale. La frazione di ghiaccio d'acqua presente nell'emisfero anteriore è ben maggiore rispetto a quella dell'emisfero posteriore a causa (come è stato esposto nel primo capitolo) del maggior bombardamento ionico e conseguente sputtering. Dalton et al. (2012) hanno trovato un'alta concentrazione (70-80%) di ghiaccio d'acqua rispetto al totale del materiale di cui è composta la superficie di Europa nell'emisfero anteriore in diverse osservazioni ottenute da

NIMS, lo spettrometro operante nell'infrarosso a bordo della passata sonda Galileo, e in contrapposizione hanno riscontrato una percentuale del solo 20 - 30% all'emisfero posteriore. Proprio a causa di questa discrepanza e della maggior quantità di ghiaccio d'acqua nell'emisfero anteriore, l'articolo di Berdis et al. (2020) si è focalizzato su questa parte della superficie di Europa. Di seguito, vengono descritti i principali risultati ottenuti.

Berdis et al. (2020) ha usato un modello termofisico 1D della superficie di Europa, con cui calcolare la cristallinità integrata sull'intero disco dell'emisfero anteriore di Europa unendo sia il rilassamento termico del ghiaccio amorfo in cristallino sia la conversione da cristallino ad amorfo a causa dell'irraggiamento. Per ottenere degli spettri d'assorbimento del ghiaccio d'acqua nelle due forme hanno utilizzato l'Ice Spectroscopy Lab al Jet Propulsion Laboratory. La ISL riproduce in simulazione le condizioni ambientali della superficie come bombardamento ionico, temperatura e composizione permettendo di acquisire spettri nel vicino infrarosso da ghiaccio amorfo e cristallino ad una temperatura di 100 K, che dovrebbe rappresentar la media della temperatura a cui sono stati presi gli spettri dalle osservazioni a terra della superficie di Europa. Unendo e normalizzando questi risultati con il lavoro condotto in laboratorio da Mastrapa et al. (2008, 2013) e da Grundy e Schmitt (1998) si ottiene il grafico in figura 4.1 che mostra gli assorbimenti del ghiaccio d'acqua in base alla percentuale di cristallinità nell'intervallo di lunghezza d'onda più interessante per l'indagine astrofisica. Infatti le osservazioni spettroscopiche prese da terra di Grundy et al. (1999), e di Busarev et al. (2018) hanno appunto riscontrato assorbimenti significativi di vapore d'acqua nell'atmosfera nelle regioni 1.35-1.43 μm e 1.80- 1.92 μm .

Come è stato osservato nel capitolo dedicato al solo studio in laboratorio del ghiaccio d'acqua, le righe d'assorbimento a 1.5 e 1.65 μm aumentano in profondità e si spostano a lunghezze d'onda maggiori all'aumentare della frazione di ghiaccio cristallino rispetto a quello amorfo (Schmitt et al. 1998; Mastrapa et al. 2008; Bertis et al. 2018). Perciò, spettri osservati di oggetti del Sistema Solare come in questo caso Europa possono venir confrontati con questi presi da simulazioni in laboratorio così da ottenere un'approssimazione buona della percentuale di cristallinità.

Ci possono essere delle difficoltà a studiare gli spettri della luce riflessa dalla superficie di Europa per indagarne la composizione, ad esempio lo spettro del ghiaccio d'acqua cristallino ad alte temperature nella regione NIR assomiglia molto allo spettro del ghiaccio amorfo a basse temperature creando così ambiguità (Grundy e Schmitt 1998), di conseguenza variazioni locali della temperatura superficiale possono esser interpretate erroneamente e portare a valori incerti. Un altro fattore è la grandezza dei grani di ghiaccio che incide sulla profondità delle bande nel NIR (Clark 1981), Bertis et al. (2018). Questo fattore è però trascurabile facendo un'approssimazione se la taglia è $< 500 \mu\text{m}$ (Clark 1981) che qualora fosse maggiore causerebbe la

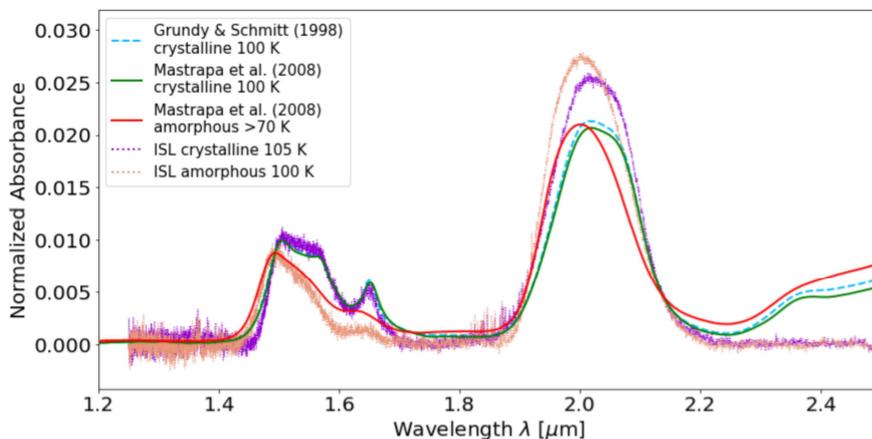


Figure 4.1: *In questo grafico si confrontano le bande di assorbimento tra 1.2 e 2.5 micron per il ghiaccio amorfo e il ghiaccio cristallino confrontando i risultati ottenuti da tre diversi gruppi di ricerca.*

saturazione della banda (in particolare quella a $1.65 \mu\text{m}$). La banda a $1.65 \mu\text{m}$ è stata spesso utilizzata per calcolare un'approssimazione della frazione di ghiaccio d'acqua sulle superfici ghiacciate (i.e., Grundy et al. 1999; Jewitt e Luu 2004; Cook et al. 2007). Per ovviare a tale difficoltà Mastrapa et al. (2008) hanno trovato che il rapporto integrato sull'area delle bande $1.65/1.5 \mu\text{m}$ è uno dei migliori strumenti per aver una distinzione tra ghiaccio amorfo e cristallino trascurando la grandezza dei grani di ghiaccio.

Si procede ad investigare quei fenomeni fisici che vanno a modificare la struttura del ghiaccio d'acqua direttamente sulla superficie di Europa ed in particolare il valore e le variazioni di temperatura che aumentando fanno spostare le molecole di H_2O nel ghiaccio amorfo, dove non sono ben ordinate, in modo tale da formare le strutture cristalline come quella cubica e poi esagonale. Tale processo si chiama rilassamento termico. La velocità del rilassamento termico del ghiaccio cristallino in amorfo può esser dedotta basandoci sulla temperatura della superficie di Europa ai giorni nostri (Jenniskens et al. 1998), assumendo che tale temperatura sia rappresentativa per tutta la storia della luna (10^7 - 10^8 anni). La percentuale attesa di cristallinità può quindi esser calcolata basandosi sulla frazione del ghiaccio indotto dalla radiazione, assunto che la temperatura della superficie è vincolata entro pochi K, da cambiamenti significativi negli spettri NIR si nota alle alte temperature del ghiaccio cristallino che possono ricordare figure del ghiaccio amorfo a basse temperature. Per questo lavoro Berdis et al. (2018) hanno elaborato ICICLE (Incipient Code for Investigating the Cristallinity of the Leading-hemisphere of Europa), il quale elabora un adattamento di un modello ter-

modificato numerico a 1D di corpi non gassosi, in questo caso considera tutte le caratteristiche orbitali di Europa, l'ambiente, le condizioni della superficie dell'emisfero anteriore. Durante il calcolo della cristallinità con i modelli numerici si considerano unicamente i contributi di formazione da rilassamento termico e irraggiamento di particelle, poiché contributi addizionali da processi geofisici sono molto meno vincolanti. Però se risultano delle discrepanze tra i risultati ottenuti dai modelli e le osservazioni sul campo possono essere causati da tali processi, come depositi di vapore da plumes o sub-surface diapirs.

Passando all'altro fenomeno fisico, cioè il bombardamento di particelle sulla superficie e quindi il flusso di radiazione incidente che va direttamente a modificare la struttura del ghiaccio d'acqua da cristallino ad amorfo, si espongono i dati ottenuti ed usati da Berdis et al. (2020). Per determinare il flusso di particelle bisogna fare alcune considerazioni: gli elettroni compongono la maggior parte del flusso che bombardano Europa ma protoni e ioni pesanti hanno una maggior propensione nell'erosione della superficie a pochi μm - mm di profondità. Tale bombardamento è caratterizzato da ioni di Ossigeno, Zolfo e protoni (ioni di Idrogeno). La profondità approssimata che viene raggiunta da uno ione di Ossigeno a 1 MeV è di $5\mu\text{m}$, mentre $30\mu\text{m}$ per un protone a 1 MeV (Cheng et al. 1986). Cooper et al. (2001) hanno calcolato il flusso per numero di particelle incidenti sulla superficie di Europa: per i protoni $1.5 \times 10^7 \text{ cm}^{-2}\text{s}^{-1}$. Per gli ioni di ossigeno $1.5 \times 10^6 \text{ cm}^{-2}\text{s}^{-1}$, e per gli ioni di zolfo $9.0 \times 10^6 \text{ cm}^{-2}\text{s}^{-1}$. Utilizzando questi dati si ottiene un flusso totale di particelle di $2.55 \times 10^7 \text{ cm}^{-2}\text{s}^{-1}$ (Berdis et al. 2020). Questo deve essere considerato un valore di riferimento approssimativo siccome questi flussi numerici di particelle rappresentano l'ambiente "ionico" a un'approssimata distanza di Europa da Giove e i flussi di ioni diminuiscono dall'emisfero posteriore a quello anteriore. (Pospieszalska e Johnson 1989). Se andiamo a confrontare con il risultato ottenuto da Cassidy et al. (2013) dove sulla totalità della superficie sferica di Europa riscontrano un flusso di $5.36 \times 10^{25} \text{ s}^{-1}$, di cui la componente maggiore è dello ione d'ossigeno a basse energie che prevale nell'emisfero posteriore non considerato da Berdis et al. (2020), riscontriamo che il valore normalizzato alla superficie è di $1.73 \times 10^8 \text{ cm}^{-2}\text{s}^{-1}$. (Confronto illustrato nella tabella 4.1)

Procedendo nella panoramica di come può modificarsi la natura del ghiaccio sulla superficie d'Europa si considera la superficie vicino all'equatore. Dove le regioni hanno una temperatura più elevata che può superare i $\sim 120 \text{ K}$ (come visto c'è un ciclo giornaliero tra gli 86 e 132 K), il tempo per una cristallizzazione del 100% attraverso il rilassamento termico può essere ben corto, nell'ordine di alcuni giorni, che può diminuire ancora se la porosità è elevata (Mitchell et al. 2007). Nelle regioni a temperature più basse a

i valori sono in cm ⁻² s ⁻¹	Ossigeno (Oⁿ⁺)	Zolfo (Sⁿ⁺)	Idrogeno (H⁺)	Flusso totale di ioni			
Flusso di ioni (Cassidy et al. 2013)	1.3x10 ⁸ (Cold)	1.9x10 ⁶ (Hot)	2.9x10 ⁷ (Cold)	3.2x10 ⁶ (Hot)	3.2x10 ⁶ (Cold)	6.5x10 ⁶ (Hot)	1.73x10 ⁸
Flusso di ioni (Cooper et al. 2001)	1.5 x 10 ⁶	9.0 x 10 ⁶	1.5 x 10 ⁷				2.55x10 ⁷ (Berdis et al. 2020)

Table 4.1: *Valori del flusso di ioni a seconda dei due autori riportati nella prima colonna, i dati di Cassidy et al. sono stati presi principalmente da studi su tutta la superficie con un focus nell'emisfero posteriore mentre i dati di Cooper et al. vengono principalmente da uno studio dell'emisfero anteriore. Ciò potrebbe evidenziare i valori più piccoli riscontrati da Cooper et al. 2001.*

medie latitudine, il rilassamento termico per la completa cristallizzazione può impiegare anche 10⁵ anni ed infine se si prende in considerazione le regioni polari e sub-polari il tempo richiesto può essere paragonato con l'età stessa della superficie di Europa cioè 10⁷ - 10⁸ anni, dove il ghiaccio d'acqua superficiale viene "resettato" a causa di fenomeni geofisici al posto del rilassamento termico. Berdis et al. (2020) hanno elaborato il seguente grafico (figura 4.2) in cui si esplica il tempo per la conversione da ghiaccio amorfo a 100% cristallino sotto il solo rilassamento della struttura grazie al calore.

Berdis et al. (2020) concentrandosi sul solo emisfero anteriore proprio per la maggior quantità di ghiaccio d'acqua puro, hanno calcolato la cristallinità della superficie utilizzando tre set di misurazioni presi da differenti autori: ottenendo un valore di ~ 27-36% (con i dati di Grundy et al. 1999; e di Busarev et al. 2018 5-point moving window; e APO Triplespev data), una percentuale del ~65-71% (per i dati originali di Busarev et al. 2018) e la percentuale di cristallinità sotto le approssimazioni termofisiche e con i modelli per il flusso di radiazione usando ICICLE è pari al ~80-95% (Berdis et al. 2018). Queste grandi diversità tra le osservazioni da terra, i valori derivati dal laboratorio e la cristallinità simulata dai modelli di temperatura e flusso di particelle può derivare da diverse motivazioni.

Una delle prime che si considera è il deposito di vapore d'acqua derivante dal materiale espulso dall'attività criovulcanica come i plumes (recenti possibili osservazioni per Roth et al. 2014; Sparks et al. 2017). Berdis et al. (2020) hanno provato a valutare quanto influisca il deposito di vapore d'acqua producendo ghiaccio amorfo sulla superficie, approssimando che il deposito

sia istantaneo, che il ghiaccio formatosi sia amorfo al 100% e sempre riferendosi al solo emisfero anteriore, ma il risultato è che il massimo di diminuzione della cristallinità l'hanno ottenuta simulando 25 spazi randomici da 50 km di diametro ottenendo una diminuzione del 1.02% sul risultato di ICICLE. Non paragonabile con il risultato ottenuto con le dirette osservazioni che è ancora inferiore di cinquanta punti percentuale. Ci sono molte altre variabili che si possono considerare come la porosità del ghiaccio, infatti ghiaccio amorfo depositato su una superficie porosa ha una velocità di cristallizzazione ben maggiore rispetto ad un piano di ghiaccio compatto (Mitchell et al. 2017). Neanche assumere che la maggior parte del materiale amorfo eruttato si condensi attorno i poli può diminuire sensibilmente i valori di cristallinità calcolati dai modelli siccome la maggior parte del ghiaccio amorfo è proprio alle regioni polari e sub-polari come si può vedere dalla mappa ottenuta attraverso ICICLE, e queste regioni contribuiscono in minima parte al segnale che si ottiene dalle osservazioni dirette. (vedi figura 4.3)

Inoltre eventi estemporanei come impatti di meteoriti o eruzioni di vulcani ghiacciati possono unicamente aumentare la cristallinità innalzando appunto la temperatura della zona interessata. Se si vanno ad osservare le specifiche dei dati testati e raccolti da Berdis et al. (2020) si nota come aumentando il flusso incidente di ioni di un ordine di grandezza, la cristallinità diminuisce del $\sim 9\%$. Però se si vuole comunque aver un valore per pareggiare la discrepanza sopra citata bisognerebbe che il flusso all'emisfero anteriore fosse maggiore di quello posteriore, un valore di certo osservabile. È però poco probabile, infatti Johnson et al. (1988) suggeriscono che l'emisfero posteriore riceve un flusso di $\sim 5-15$ volte maggiore rispetto l'emisfero preso in considerazione nell'analisi di Berdis et al. (2020). Dei risultati interessanti potrebbero venire correggendo il modello di temperatura della superficie, infatti già con una diminuzione di soli 3 K su ogni punto analizzato comporta una diminuzione di cristallinità del 7%. Però bisognerebbe scendere di più di 10 K su tutta la superficie per ottenere ancora un valore soddisfacente, ma ancora una volta questa differenza sarebbe riscontrabile dalle osservazioni. Ci sono quindi diverse imprecisioni e differenze tra i modelli e le osservazioni in laboratorio e le osservazioni di Europa. Infatti si può aggiungere che le osservazioni da terra usano spettri di riflessione mentre i dati da laboratorio del gruppo di Mastrapa et al. (2008) derivano da spettri di trasmissione, differenza che può influire sul calcolo integrato delle aree delle righe. Variazioni sulla grandezza dei grani lungo la superficie di Europa può influire sul calcolo, e ciò si andrà a raffinare grazie ad osservazioni più dettagliate della stessa superficie di Europa. Ed infine la distribuzione globale dei vapori di ghiaccio d'acqua derivanti dalle attività criovulcaniche non è mappata e ci possono esser fenomeni migratori verso le latitudini più alte.

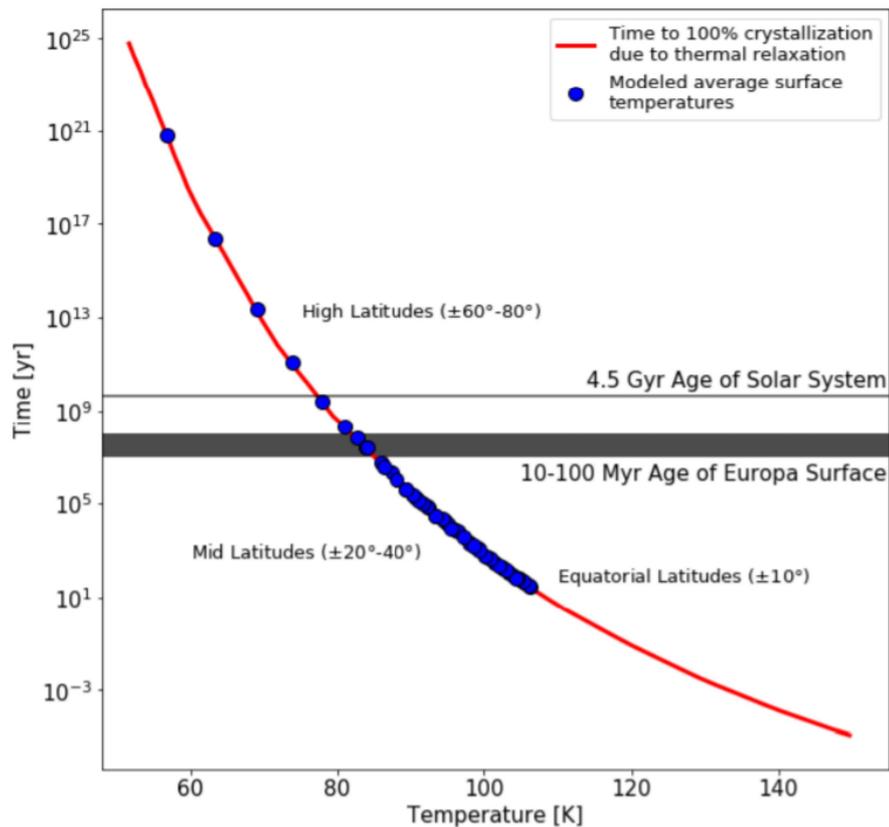


Figure 4.2: Tempo per una cristallizzazione del 100% dovuta al rilassamento termico. La linea rossa rappresenta l'ammontare del tempo necessario per convertire il ghiaccio d'acqua amorfo in cristallino al 100% come funzione della temperatura (Kouchi et al. 1994; Mastrapa et al. 2013). I pallini blu rappresentano alle diverse latitudine per una longitudine media come varia la temperatura e il tempo per una cristallizzazione del 100% in base alla latitudine. (Berdis et al. 2020)

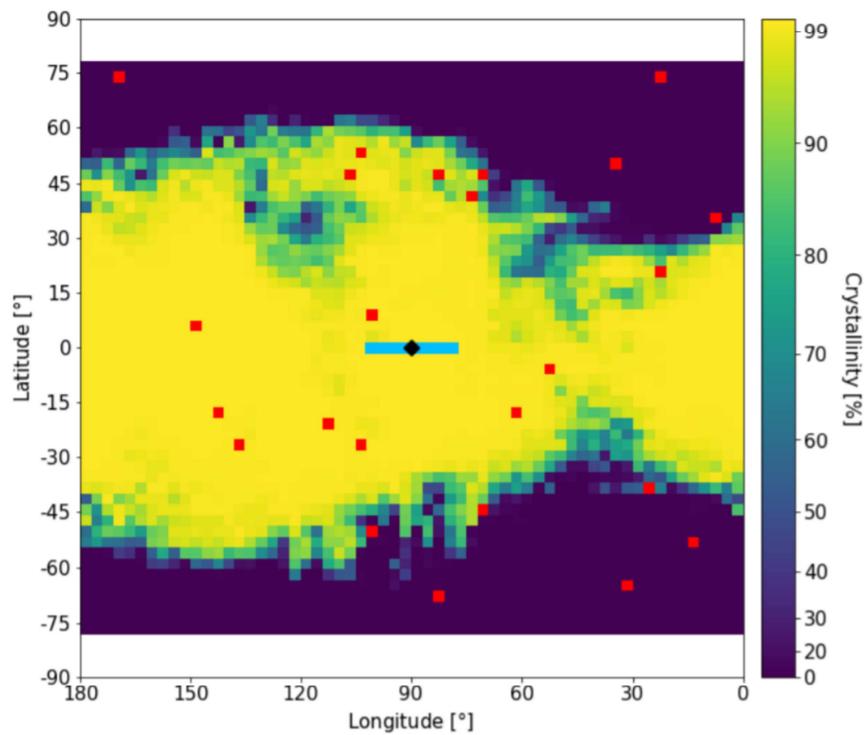


Figure 4.3: *Cristallinit  generata dal programma ICECLE dell'emisfero anteriore di Europa. Il rombo nero a 0° latitudine -90° longitudine rappresenta una regione circolare di circa 50 km di diametro di ghiaccio amorfo, il rettangolo azzurro una regione di 80 km x 600 km centrata anch'essa al centro del grafico e i 25 quadrati rossi sono zone circolari dal diametro di 50 km disposti casualmente. Tali simboli rappresentano tre processi di deposizione di ghiaccio d'acqua amorfo proveniente da plumes, necessari per la simulazione di ICECLE. (Berdis et al. 2020)*

Chapter 5

Conclusioni

Lo scopo di questo lavoro è riportare una panoramica della natura del ghiaccio d'acqua puro su Europa con lo scopo di indagarne le caratteristiche sulla sua superficie.

Limitando l'analisi al solo ghiaccio d'acqua, si è visto come gli studi condotti in laboratorio dal team di ricerca di Rachel M. E. Mastrapa ha portato una conoscenza approfondita delle varie forme e fasi del ghiaccio d'acqua. Studiando come si forma e come si evolve al variare della temperatura e come ne variano le bande di assorbimento nello spettro infrarosso con i cambiamenti di fase, è stato possibile avere un quadro generale per poter interpretare al meglio gli spettri ottenuti dalla diretta osservazione della superficie del corpo ghiacciato. Si possono osservare le due tabelle che racchiudono tali dati nel capitolo 3. (Tabella 3.1 e Tabella 3.3)

Il lavoro esposto in Mastrapa et al. (2008, 2013) è un importante riferimento per chiunque intenda investigare il ghiaccio d'acqua; come nel caso dell'analisi della cristallinità svolta da Berdis et al. (2020) sulla superficie di Europa.

Analizzando i risultati ottenuti si può notare come c'è una sostanziale differenza nelle bande d'assorbimento per il ghiaccio d'acqua amorfo e quello cristallino, in particolare per la banda a $3 \mu\text{m}$ (vedi Figura 3.3) e per le bande a 1.56 e $1.65 \mu\text{m}$ le quali sono quelle più utilizzate per l'indagine astronomica (vedi Figura 5.1).

In parallelo con i dati ottenuti in laboratorio sul ghiaccio d'acqua, bisogna descrivere l'ambiente in cui si trova la superficie ghiacciata d'Europa. In primis bisogna descrivere il fenomeno che dall'esterno va ad interagire e modificare direttamente la composizione della superficie che è il continuo bombardamento di ioni carichi provenienti dal toro di plasma di Io, il quale è la sorgente principale del plasma costituente la magnetosfera di Giove. In Cassidy et al. (2013) è stato condotto uno studio del flusso di ioni che incidono sulla superficie di Europa e il conseguente sputtering provocato da tali particelle, riscontrando una differenza sostanziale tra l'emisfero anteriore

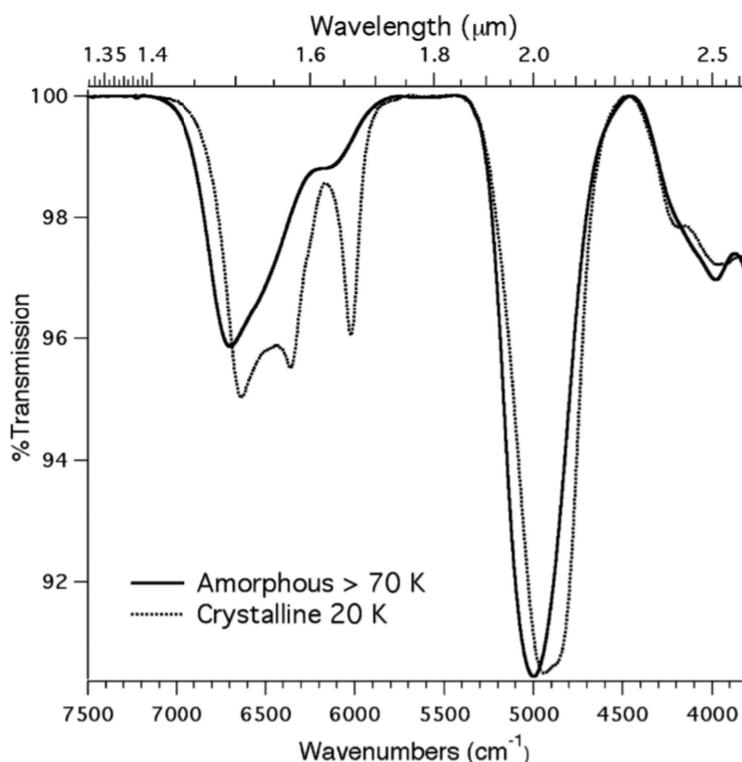


Figure 5.1: *Confronto delle bande d'assorbimento per il ghiaccio amorfo e il ghiaccio cristallino nell'intervallo tra 1.35 e 2.6 μm*

(apice a 90° Ovest) e l'emisfero posteriore (apice a 270° Ovest). Si è notato che il flusso di plasma si può dividere in tre componenti di due popolazioni: gli ioni sono principalmente Ossigeno, Zolfo e Idrogeno divisi in due popolazioni, una fredda molto più densa ma molto meno energetica (20 - 100 eV) rispetto alla popolazione calda che è notevolmente meno numerosa ma con un'energia maggiore che varia dai 50 keV ai 50 MeV.

Questa diversificazione nella composizione del flusso comporta una diversità anche nel bombardamento, infatti l'emisfero posteriore (180° - 360° Ovest) è molto più sottoposto allo sputtering con un valore di 3 volte superiore rispetto all'apice dell'emisfero anteriore. Tale flusso di ioni comporta la formazione di composti dello zolfo e dell'ossigeno che diminuiscono la percentuale di ghiaccio d'acqua, si è calcolata una percentuale del 65% di acido solforico idrato rispetto al totale del materiale trovato attorno al centro dell'emisfero posteriore, lasciando il ghiaccio d'acqua al $\sim 20 - 30\%$. Tale dato va paragonato al circa 70 - 80% di puro ghiaccio d'acqua presente all'emisfero anteriore, dove il bombardamento ionico è dovuto principalmente a ioni ad alte energie ($10^6 - 10^7$ eV) che costituiscono la popolazione calda. Questa popolazione

in termini di flusso è minore di più o meno un ordine di grandezza rispetto alla popolazione fredda che impatta maggiormente sull'emisfero posteriore.

Essendo netta la differenza tra i due emisferi di Europa, lo studio della cristallinità, cioè la percentuale di ghiaccio cristallino rispetto a quello amorfo, è stata principalmente condotta sull'emisfero anteriore. In questo lavoro è stato preso in considerazione l'articolo di Berdis et al. (2020).

Concentrandosi sull'emisfero anteriore è stato fatto uno studio sulla forma del ghiaccio incrociando i dati ottenuti da osservazioni da terra e dati elaborati da un algoritmo creato appositamente (ICICLE). Lo studio ha portato ad una discrepanza dei due risultati, avendo ottenuto una cristallinità del $\sim 65-71\%$ con i dati delle osservazioni a terra mentre una percentuale del $\sim 80-90\%$ dalla simulazione. Tale differenza, come è stato spiegato alla fine del capitolo 4, è dovuta a diverse incertezze sia nello studio diretto della superficie ma soprattutto nella simulazione poiché non si ha ancora una conoscenza precisa di tutti gli aspetti della superficie di Europa, come la distribuzione dettagliata dei plumes e delle spaccature della crosta superficiale, una mappa della temperatura e delle sue variazioni stagionali. Una variazione della temperatura di circa 10 K in meno avvicinerebbe i dati della simulazione a quelli delle osservazioni dirette. Ma una tale differenza sarebbe stata osservata nel corso delle osservazioni di Europa e ad esempio uno studio come quello nell'articolo Ashkenazy (2017), dove è stata tracciata una buona descrizione della temperatura, avrebbe fatto emergere tale differenza.

In media si può dire che la temperatura della superficie sia tra 86 e 132 K, dove all'equatore ha una media di 103 K mentre ai poli scende fino a 46 K. Tali valori della temperatura comportano una differente storia per il ghiaccio situato ai poli o all'equatore, e una variazione di qualche decina di gradi può comportare un cambiamento di fase alle volte irreversibile come visto da Mastrapa et al. (2013).

Avendo tutte queste informazioni si può descrivere l'intera superficie di Europa per quanto riguarda il ghiaccio d'acqua puro e per il primo strato superficiale nei seguenti punti:

- Ai poli la temperatura si aggira attorno i 50 K (con variazioni annuali di ± 30 K condizionate dal riscaldamento interno ancora ignoto), e difficilmente supera i 100 K, con un flusso di ioni principalmente costituito da ioni caldi a 10^5 eV (principalmente S^{n+}) che non costituisce la componente principale del flusso (non considerando in questa ipotesi la presenza di attività criovulcaniche massicce), si può ipotizzare che sopra i $\sim 60^\circ$ Nord e sotto i $\sim -60^\circ$ Sud il ghiaccio sia principalmente amorfo. E nelle zone più fredde e meno interessate dai fenomeni esterni il ghiaccio sia ad alta densità (I_{ah}) mentre nel resto sia per la maggior parte a bassa densità (I_{al}).
- Nella fascia centrale dell'emisfero anteriore ($0^\circ-180^\circ$ Ovest) dove la temperatura parte da circa 90 K e cresce verso l'equatore raggiungendo pic-

chi di 130 K con una variazione di massimo 3-4 K per il riscaldamento interno e con un flusso di ioni caratterizzato da principalmente ioni molto energetici in maggioranza protoni a 1-10 MeV, si può supporre che il ghiaccio d'acqua ($\sim 80\%$ del materiale di tale emisfero) sia per la maggior parte cristallino e che pure il ghiaccio amorfo che si deposita da processi di criovulcanismo o che si formi per irraggiamento si converta in ghiaccio cristallino con i dovuti tempi scala. Incrociando i dati con i valori da laboratorio, si può dire che il ghiaccio sia per la maggior parte in forma cristallina cubica accompagnata dalla forma rilassata intermedia del ghiaccio $I_{a,r}$ e la percentuale di ghiaccio amorfo sia quello a bassa densità ($I_{a,l}$).

- Nella fascia centrale dell'emisfero posteriore (180° - 360° Ovest) la cristallinità del ghiaccio è più difficile da investigare poiché a causa del forte bombardamento da parte degli ioni (in primis la popolazione fredda di ioni di O^{n+}) la percentuale di ghiaccio d'acqua puro scende drasticamente ad un ~ 20 - 30% , però mantenendo la variazione di temperatura uguale all'emisfero anteriore, si può supporre che il ghiaccio d'acqua si trovi nelle due forme: in forma cristallina (principalmente cubica) e nella forma amorfa sia quella intermedia $I_{a,r}$ che in quella a bassa densità ($I_{a,l}$), in modo tale che più ci si avvicini all'equatore, maggiore è la componente cristallina grazie alle temperature elevate e a mano a mano che ci si sposta verso i poli o vicine a plumes si dovrebbe riscontrare del ghiaccio amorfo propriamente detto siccome le temperature non sarebbero abbastanza alte da compensare l'incessante bombardamento ionico.

Tali ipotesi possono fornire un'ottima panoramica ma ci sono troppe incognite che possono portare a delle variazioni delle fasi del ghiaccio. In proposito si potrebbe pensare a dei progetti futuri come una mappatura dei fenomeni di criovulcanismo, dai semplici plumes alle spaccature della crosta ghiacciata. Inoltre serve una conoscenza più approfondita del riscaldamento interno del satellite siccome tale valore può influire notevolmente sulla temperatura superficiale soprattutto in zone distanti dall'equatore dove il ghiaccio è principalmente amorfo. Infine un metodo molto efficace nel studiare la superficie di Europa sarebbe quello di attrezzare un satellite con un radar sounder, una stereo camera ad alta risoluzione e uno spettrometro nell'infrarosso in modo tale che con frequenti fly-by possa andar ad ispezionare la quasi totalità della superficie.

Bibliography

- [1] Roger N. Clark, Robert Carlson, Will Grundy, and Keith Noll, 2013, M.S. Gudipati and J. Castillo-Rogez (eds.), *The Science of Solar System Ices*, Astrophysics and Space Science Library 356, Springer Science+Business Media New York 2013
- [2] R.M. Mastrapa, M.P. Bernstein, S.A. Sandford, T.L. Roush, D.P. Cruikshank, C.M. Dalle Ore, 2008, *Icarus* 197 (2008) 307–320
- [3] R. M. Mastrapa, S. A. Sandford, T. L. Roush, D. P. Cruikshank, and C. M. Dalle Ore, 2009, *The Astrophysical Journal*, 701:1347–1356, 2009 August 20
- [4] Rachel M.E. Mastrapa, William M. Grundy, and Murthy S. Gudipati, 2013, M.S. Gudipati and J. Castillo-Rogez (eds.), *The Science of Solar System Ices*, Astrophysics and Space Science Library 356, Springer Science+Business Media New York 2013
- [5] Murthy S. Gudipati and Paul D. Cooper, 2013, M.S. Gudipati and J. Castillo-Rogez (eds.), *The Science of Solar System Ices*, Astrophysics and Space Science Library 356, Springer Science+Business Media New York 2013
- [6] A. Vorburger, P. Wurz, 2018, *Icarus* 311 (2018) 135-145
- [7] Krishan K. Khurana, Margaret G. Kivelson, Vytenis M. Vasyliunas, Norbert Krupp, Joachim Woch, Andreas Lagg, Barry H. Mauk, William S. Kurth, 2007, *Jupiter*, by Fran Bagenal, Timothy E. Dowling, William B. McKinnon, Cambridge, UK: Cambridge University Press, 2007, p.593
- [8] M.K. Pospieszalska and R.E. Johnson, 1998, *Icarus* 78, 1-13 (1989)
- [9] T.A. Cassidy, C.P. Paranicas, J.H. Shirley, J.B. Dalton III, B.D. Teolis, R.E. Johnson, L. Kamp, A.R. Hendrix, 2013, *Planetary and Space Science* 77 (2013) 64-73
- [10] Yosef Ashkenazy, 2016, eprint arXiv:1608.07372

- [11] Jodi R. Berdisa, Murthy S. Gudipati, James R. Murphy, Nancy J. Chanover, 2020, *Icarus* Volume 341, 1 May 2020, 113660
- [12] Gary B. Hansen, Thomas B. McCord, 2004, *Journal of Geophysical Research*, VOL. 109, E01012

